



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>



Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

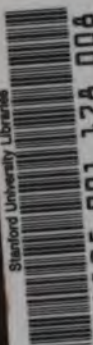
Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

- + *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.
- + *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.
- + *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.
- + *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter <http://books.google.com> durchsuchen.

Stanford University Libraries



3 6105 001 178 008



The Branner Geological Library



LELAND STANFORD JUNIOR UNIVERSITY





20 Jahre
ZEITSCHRIFT

FÜR

KRYSTALLOGRAPHIE

UND

MINERALOGIE

UNTER MITWIRKUNG

ZAHGREICHER FACHGENOSSEN DES IN- UND AUSLANDES

HERAUSGEGEBEN

VON

P. GROTH.

SECHZEHNTER BAND.

**INHALT: W. C. BRÖGGER, DIE MINERALIEN DER
SYENITPEGMATITGÄNGE DER SÜDNORWEGISCHEN AUGIT- UND
NEPHELINSYENITE.**

MIT 38 TEXTILLUSTRATIONEN, 27 LITHOGRAPHIRTEN TAFELN
UND 2 GEOLOGISCHEN KARTEN.

LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1890.

214690

YSA99.1 0809A18

DIE MINERALIEN
DER
SYENITPEGMATITGÄNGE

DER
SÜDNORWEGISCHEN
AUGIT- UND NEPHELINSYENTE

VON
W. C. BRÖGGER.

MIT ZAHLREICHEN CHEMISCH-ANALYTISCHEN BEITRÄGEN

VON
P. T. CLEVE U. A.

MIT 38 TEXTILLUSTRATIONEN, 27 LITHOGRAPHIRTEN TAFELN
UND 2 GEOLOGISCHEN KARTEN.

LEIPZIG

VERLAG VON WILHELM ENGELMANN

1890.



Den lieben Freunden

Staatsrath H. R. Astrup

(in Christiania)

Professor Dr. P. T. Cleve

(in Upsala)

Professor Dr. P. Groth

(in München)

Freiherrn Professor Dr. A. E. Nordenskiöld

(in Stockholm)

sei diese Arbeit, welche Sie Alle kräftig gefördert haben.

in dankbarer Freundschaft gewidmet

vom

Verfasser.

VORWORT.

Die Arbeit, welche hiermit den Fachgenossen übergeben wird, hat mich von Zeit zu Zeit während der letzten sieben Jahre beschäftigt; nach vielen, zum Theil jahrelangen Unterbrechungen durch andere Studien, sowie durch amtliche Geschäfte, ist dieselbe jetzt mehr durch die Gewalt der Umstände, als weil ich sie als fertig abgeschlossen ansehen kann, im Druck vollendet; wenn die Arbeit in der vorliegenden, gewiss in manchen Beziehungen ungenügenden Form nun doch erscheint, ist dies in nicht geringem Grade den freundlichen Mahnungen mehrerer verehrter Fachgenossen, namentlich meines lieben Freundes Professor Dr. H. Rosenbusch, dem es mir auch vergönnt war vor zwei Jahren die unten näher beschriebenen Mineralvorkommen an Ort und Stelle zu demonstrieren, zu verdanken.

Das Material für den mineralogischen Theil der Arbeit habe ich zum grössten Theile selbst zusammengebracht; seit 1874, da ich auf Anregung meines verstorbenen Lehrers Professor Dr. Th. Kjerulf zum ersten Male die Mineralvorkommen bei Fredriksvärn und im Langesundfjord besuchte, habe ich fast alljährlich wenigstens ein paar Tage auf Besuche dieser Gegend geopfert. Ein Theil dieses Materiales befindet sich aus früheren Jahren in Christiania, der grösste Theil, aus späteren Jahren, im mineralogischen Institut der Hochschule zu Stockholm. Ausserdem standen mir zu Gebote die reichen Sammlungen der mineralogischen Abtheilung des schwedischen Reichsmuseums; es waren hier namentlich auch eine Anzahl Originalstufen aus älterer Zeit von Bedeutung; für diese freundliche Liberalität ist es mir eine liebe Pflicht, Freiherrn Professor Dr. A. E. Nordenskiöld meinen besten Dank auszusprechen. Die Benutzung der alten Weibye'schen Originale wurde mir durch schätzenswerthes Entgegenkommen der kgl. norwegischen Gesellschaft der Wissenschaften zu Drontheim durch Vermittelung des Herrn Oberlehrer C. Schulz ermöglicht; ich spreche auch für diese Unterstützung meinen besten Dank aus. Auch von mehreren Privatsammlern, so von Herrn Gutsbesitzer Cand. min. D. Cappelen, Herrn Cand. A. Hamberg u. A. habe ich wichtiges Arbeitsmaterial erhalten. Aus

der mineralogischen Sammlung der Universität zu Kopenhagen erhielt ich durch die Freundlichkeit der Herren Professor Fr. Johnstrup und Cand. polyt. K. J. V. Steenstrup wichtiges Vergleichsmaterial aus Grönland, namentlich von Ainigmatit und Arfvedsonit, für welches ich zu bestem Danke verpflichtet bin. Endlich habe ich auch bei verschiedenen Gelegenheiten Notizen über die in der vorliegenden Arbeit erwähnten Mineralien bei Besuchen der Sammlungen in Kopenhagen, Berlin, Bonn, Strassburg, München, Heidelberg, Paris etc. etc. gemacht.

Besonders bin ich meinem lieben Freunde Herrn Staatsrath H. R. Astrup in Christiania zu grösstem Danke verpflichtet; durch seine reichlichen Donationen an das mineralogische Institut zu Stockholm wurde theils der Ankauf vieles wichtigen Beobachtungsmateriales von den Mineralsuchern an den Fundstellen, theils das Anschaffen nöthiger Instrumente, wichtiger Zeitschriftserien etc. für das Institut ermöglicht, wodurch auch die vorliegende Arbeit unterstützt wurde.

Für die allseitige Bearbeitung der zahlreichen Mineralien, deren Untersuchung die Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit ausmachen sollte, war auch eine bedeutende Anzahl neuer chemischer Analysen nöthig; viele gerade der interessantesten Mineralien meines Arbeitsmateriales boten auch durch ihre Zusammensetzung ganz ungewöhnliche Schwierigkeiten dar, welche nur von speciellen Fachleuten überwunden werden konnten. Es war für mich in dieser Beziehung ein besonders günstiges Schicksal, dass ich meine Arbeit in dem Vaterlande des grossen Berzelius ausführen konnte, wo die Mineralchemie sich immer einer hohen Entwicklung erfreuen konnte; durch freundliche Hülfe zahlreicher, namentlich schwedischer Chemiker, habe ich denn auch in den meisten Fällen über die nöthigen chemischen Analysen verfügen können. Der mineralogische Theil der vorliegenden Arbeit enthält in Folge dessen nicht weniger als 54 speciell für dieselbe ausgeführte oder gütigst zur Verfügung gestellte neue chemische Analysen, wovon ich selbst nur eine einzige ausgeführt habe. Von den Analysen sind nicht weniger als 46 der allerschwierigsten Herrn Professor Dr. P. T. Cleve zu verdanken; mit unermüdlicher Geduld hat er während der ganzen Arbeit die schwersten Analysen mit grösster Freundlichkeit übernommen; ich spreche ihm hiermit für diese unentbehrliche Hülfe meinen herzlichsten Dank aus. Auch die folgenden Forscher haben mir bei der Ausführung der nöthigen chemischen Analysen die werthvollste Unterstützung geleistet: Professor Dr. C. W. Blomstrand, welcher zwei der schwierigsten Analysen (Xenotim und Polymignyt, die letztere eigentlich Mittel von vier Analysen) übernahm, Professor Dr. O. Widmann, unter dessen Leitung in seinem Laboratorium 8 Analysen (von den Herren Johansson, Johnson, Hedström, Langlet, Stenberg, Wickström und Fräulein A. von Hall) ausgeführt wurden, Herrn H. Bäck-

ström, welcher 8 der schwierigsten Analysen theils in Professor Cleve's Laboratorium in Upsala, theils in Stockholm ausführte, Herrn Amanuensis G. Forsberg, dem ich 4 Analysen verdanke, Herrn G. Flink, welcher 5 Analysen übernahm, Herrn Amanuensis G. Lindström, welcher 2 von ihm ausgeführte Analysen gütigst überliess, Herrn Cand. Walfr. Petersson, der zwei Analysen, Herrn G. Paijkull, welcher eine Analyse ausführte; 4 Analysen zur Beleuchtung der Umwandlung des Arfvedsonit, welche von Herrn Cand. C. Rördam in Kopenhagen ausgeführt waren, wurden mir durch freundliche Vermittelung des Herrn Cand. K. J. V. Steenstrup in Kopenhagen zur Verfügung gestellt; endlich wurde von Herrn Professor J. H. L. Vogt in Christiania eine in seinem Laboratorium ausgeführte Analyse von Herrn Cand. E. Knutsen überlassen. Allen den obengenannten Herren, welche mir auf diese Weise so wichtige Beiträge zu der vorliegenden Arbeit geliefert haben, spreche ich hiermit meinen besten Dank aus.

Obwohl die Hauptaufgabe dieser Arbeit von mineralogischer Art ist, habe ich es doch nützlich gefunden, als Einleitung auch eine ganz kurze Uebersicht meiner Untersuchungen über die geologischen Verhältnisse des Christianiagebietes vorzuschicken; in dieser Uebersicht ist zum ersten Male auch eine detaillirtere Gliederung der zahlreichen Eruptivmassen des Christianiagebietes versucht; wenn ich die Ergebnisse dieser Gliederung in einer vorläufigen Uebersichtskarte zu skizziren versucht habe, ist es vielleicht nicht überflüssig, hinzuzufügen, dass in den grossen Wald- und Felsengebieten die Grenzen der einzelnen von mir unterschiedenen Eruptivmassen auf der Kartenskizze, theils des geringen Maassstabes der letzteren wegen, theils auch infolge noch fehlender Untersuchungen, nicht als genau angesehen werden können; es wird die Aufgabe meiner fortgesetzten Forschungen sein, in einem an die vorliegende Arbeit sich anschliessenden neuen Werke petrographisch-geologischen Inhaltes diese vorläufig mitgetheilten Untersuchungen zu vervollständigen. Die in der schon hier mitgetheilten geologischen Uebersicht vorläufig, ohne nähere Discussion, aufgenommenen 43 neuen Gesteinsanalysen sind für die genannte, später herauszugebende geologisch-petrographische Arbeit von den Chemikern Herren G. Forsberg (26), R. Mauzelius (6), G. Paijkull (5), G. Särnström (6) auf Kosten des Institutes »Lars Hierta's Minne« ausgeführt; ich spreche schon hier der Direction des genannten Institutes: Fräulein Hedvig Hierta, Frau Ebba Lind von Hageby, Frau Anna Hierta-Retzius, Herrn Professor Dr. H. Gyldeń, Professor Dr. Chr. Lovén, Professor Dr. G. Retzius und Freiherrn Professor Dr. A. E. Nordenskiöld, für diese liberale Unterstützung einer wissenschaftlichen Untersuchung meinen herzlichsten Dank aus.

Als der Text der Arbeit schon zum grössten Theile druckfertig vorlag, war die Zeichnung der zugehörigen Figuren, welche ich z. Th. aus Rücksicht

möglicher Aenderungen des Formates (die zuerst gezeichneten Tafeln waren auf Quartformat berechnet) aufgeschoben hatte, noch lange nicht abgeschlossen; es wurde dann, um Zeit zu gewinnen, ein Theil der Figuren, ungefähr die Hälfte, nach meinen Angaben und unter meiner Aufsicht von meinem Assistenten, Herrn C. Morton, gezeichnet; ich spreche ihm für diese werthvolle Hülfe, ohne welche das Erscheinen der Arbeit noch etwas verspätet worden wäre, meinen besten Dank aus.

Schliesslich muss ich dem Stifter und Herausgeber dieser Zeitschrift, welche der Wissenschaft so unersetzliche Dienste leistet, meinem lieben Freunde Herrn Professor Dr. P. Groth, für alle seine Aufopferung gelegentlich der vorliegenden Arbeit, für alle seine Mühe beim Durchlesen des Manuscriptes und eines Theiles der Correcturen, für seine energische Beförderung einer möglichst schnellen Herausgabe der Arbeit etc. aufs Herzlichste danken. Auch Herrn Dr. F. Grünling in München, welcher zum grössten Theile die Mühe des beschwerlichen Correcturlesens getragen und das Sachregister am Schlusse angefertigt hat, bin ich zum grössten Danke verpflichtet. Endlich muss ich auch der Verlagsfirma W. Engelmann in Leipzig, welche bei der Ausstattung der Arbeit mit Tafeln und Figuren, sowie bei der ganzen Ausführung der Herausgabe das grösste Entgegenkommen gezeigt hat, meinen besten Dank bezeugen.

Was die Anordnung des Stoffes im mineralogischen Theile betrifft, so wird der erfahrene Leser bemerken, dass ich neben der chemischen Verwandtschaft überall in hervortretendem Grade auch die krystallographischen Beziehungen berücksichtigt habe. So hatte ich schon in meiner vorläufigen Mittheilung über die Mineralien der Syenitpegmatitgänge von 1887 (in Geol. Fören. Förhandl. 9) die Zr und Ti haltenden Glieder der Pyroxengruppe mit den Si-Pyroxenen zusammengestellt, ein Verfahren, welches auch von einer so ausgezeichneten Autorität wie Professor Groth in der dritten Auflage seiner »Tabell. Uebersicht der Mineralien« aufgenommen ist. Da Professor Groth bei der Ausarbeitung dieser jedem Mineralogen unentbehrlichen Arbeit das Manuscript zum mineralogischen Theile meines hier vorgelegten Werkes benutzen konnte und dabei für mehrere der unten beschriebenen Mineralien eine von der meinigen abweichende Auffassung adoptirt hat, was sich beim Drucken meiner Arbeit nicht berücksichtigen liess, so dürften ein Paar kurze Bemerkungen über einige der Punkte, in welchem unsere Auffassung sich unterscheidet, bequem hier im Vorwort eingefügt werden.

Was die Gleichstellung des Zr und Ti mit dem Si, als dies Element ersetzend, betrifft, so ist Professor Groth nach meiner Ansicht zu weit gegangen. So, wenn er den Kataplexit als ein Polysilicat mit Zr als Si theilweise ersetzend annimmt; es scheint mir dies nicht nur aus krystallographischem Gesichtspunkte ohne Stütze, sondern wird mir auch deshalb wenig

wahrscheinlich, weil *Zr* und *Si* immer in der bestimmten Proportion 4 : 3 vorhanden sind. Ähnliches gilt für den Eukolit (und Eudialyt), wo die Proportion *Zr* : *Si* ebenfalls eine bestimmte und zwar gar nicht sehr einfache $= 4 : 7$ ist; derartige genau bestimmte Proportionen pflegen nicht bei einander isomorph ersetzenden Verbindungen aufzutreten. Auch verhält sich, wie aus der Gruppe der Zirkonpyroxene evident hervorgeht, das *Zr* bald als negatives, bald als positives Element; *ZrO*₂ entspricht also, wenn es als Säureanhydrid auftritt, offenbar einer im Allgemeinen ganz schwachen Säure, und in der Regel scheint *Zr*, wenn seine Verbindungen als Säuren fungiren, nicht in einer Gruppe *ZrO*₂, sondern in einer Gruppe *ZrOF*₂ vorhanden zu sein. Wenn *SiO*₂ reichlicher vorhanden ist, fungirt aber *ZrO*₂ offenbar nicht als Säure, sondern als Base (cf. C. W. Blomstrand, »Ueber den chemischen Bau der Zirkonium haltenden Silicate«, Bihang t. kgl. Sv. Vet.-Akad. Handl. 12, II, No. 9).

Entschieden zu weit scheint nach meiner Ansicht — die ich wohl mit allen schwedischen Mineralanalytikern theile — Professor Groth zu gehen, wenn er auch das *ThO*₂ als ein Säureanhydrid annimmt; es erweist sich die Unrichtigkeit dieser Auffassung nach meiner Ansicht in mehreren Fällen evident, z. B. beim Polykras und Euxenit, welche ihrer Krystallform nach unzweifelhaft der Columbitgruppe angehörig sind und auch ursprünglich mit dem Columbit chemisch analog zusammengesetzt gewesen sein müssen. Ferner gilt dasselbe für den Polymignyt (und den mit diesem verwandten Aeschynit), in welchem ebenfalls *Th* nach meiner Ansicht in Uebereinstimmung mit Blomstrand's Auffassung als positives Element vorhanden sein dürfte; Verbindungen, in welchen *ThO*₂ mit Sicherheit als Säureanhydrid fungirt, sind ja überhaupt nicht bekannt.

Professor Groth hat ferner auch, was die Mineralien Mosandrit, Johnstrupit und Rinkit betrifft, eine von der meinigen abweichende Deutung aufgestellt, indem er dieselben zu der Pyroxengruppe rechnen möchte, während ich ihre Zugehörigkeit zur Epidotgruppe zu beweisen versuchte. Für den Mosandrit macht Groth die Annahmen, dass in demselben durch Oxydation ein Theil des *Ce* höher oxydirt sei, und dass *Ca* und *Na* unter Wasseraufnahme entfernt wären; diese Annahmen scheinen mir aber ganz unhaltbar, da eben das angewandte Analysenmaterial ausgesucht und vollkommen frisch war; versucht man mit dieser nothwendigen Voraussetzung der Frische des Materiales die beiden Mineralien Johnstrupit und Mosandrit aus gleichartigen Gesichtspunkten zu berechnen, so lassen sich dieselben überhaupt nicht als Metasilicate auffassen. Auch stimmt die von Groth versuchte Berechnung nicht mit den Erfahrungen an den Zirkonpyroxenen überein, indem bei diesen das Fluor durchgehends in einer hier sauren Gruppe *ZrOF*₂ aufzutreten scheint, während es nach Groth's Deutung als Ersatz für (*OH*) in basischen Radicalen (*CaF*) etc. gebunden sein müsste:

ZrO_2 , ThO_2 , CeO_2 sollten dagegen nach Groth im Gegensatze zu den Erfahrungen an den sicheren Zirkonpyroxenen als saure Gruppen, SiO_2 ersetzend, auftreten. Auch ist zu bemerken, dass bei den sicheren Zirkonpyroxenen Thorerde und Ceritoxyle kaum einmal sicher nachgewiesen sind, während diese Substanzen bei der Epidotgruppe (beim Orthit) eine hervortretende Rolle spielen. Abgesehen aber von der in jedem Falle schwierigen Deutung der chemischen Zusammensetzung des Johnstrupit und des Mosandrit, zeigen diese Mineralien keine einzige Spur einer kristallographischen Uebereinstimmung mit den Mineralien der Pyroxengruppe; zu den zahlreichen Prismen des Mosandrit und des Johnstrupit findet man in der ganzen Pyroxengruppe keine Analogie, und umgekehrt fehlt selbst das Grundprisma der Pyroxengruppe bei den genannten Mineralien. Was den Rinkit betrifft, so findet die von Groth vermuthete Uebereinstimmung mit der Pyroxengruppe der Hauptsache nach nicht statt; berechnet man nämlich nach Lorenzen's Messungen das Axenverhältniss nach der von Groth vorgeschlagenen Aufstellung (wobei die beiden Hemidomen m und n als $\{402\}$, resp. $\{\bar{4}02\}$, mit den Winkeln $(400):(\bar{4}02) = 80^\circ 37'$, $(400):(402) = 78^\circ 47'$, gedeutet), so erhält man das Axenverhältniss $a:b:c = 1,0695:4:0,3984$, $\beta = 94^\circ 42\frac{1}{2}'$, welches keine bemerkenswerthe Aehnlichkeit mit der Pyroxengruppe besitzt; in das von Groth angegebene Axenverhältniss mit der c -Axe $= 0,5844$ muss sich deshalb ein zufälliger Rechnungsfehler eingeschlichen haben. Das von Groth mit dem Pyroxenprisma verglichene Prisma s des Rinkit ist ein untergeordnetes Prisma, welches sogar bei den verwandten Mineralien Mosandrit und Johnstrupit mit ihren zahlreichen Prismen fehlt, während umgekehrt das von Lorenzen angenommene Hauptprisma M der Pyroxengruppe fehlt. Dagegen findet man die zahlreichen Formen der Prismenzone des Mosandrit, des Johnstrupit und des Rinkit alle bei den Mineralien der Epidot-Zoisitgruppe vor, und zwar beim Zoisit mit sehr nahe entsprechenden Winkeln; es ist deshalb diese charakteristische formenreiche gestreifte Zone offenbar eine typologisch persistente Zone, welche viel mehr bedeuten muss, als die Aehnlichkeit einer einzelnen untergeordneten Form des Rinkit (welche überdies beim Mosandrit und beim Johnstrupit fehlt) mit dem Pyroxenprisma. Ich muss nach dem Obenstehenden deshalb auch fernerhin die Zugehörigkeit des Mosandrit, des Johnstrupit und des Rinkit zu der Epidot-Zoisitgruppe, nicht zur Pyroxengruppe, behaupten.

Abweichend von meiner Auffassung hat ferner Professor Groth den Nordenskiöldin als ein Stannat: $SnO_4[BO]_2Ca$ anstatt eines Borates $[BO_3]_2.Sn.Ca$ betrachtet; er begründet diese Auffassung dadurch, dass die Zinnsäure im Vergleiche mit der Borsäure die kräftigere Säure wäre. Mir ist jede Thatsache, welche dies sicher beweisen könnte, vollkommen unbekannt. Die Verbindungen von B und Sn , welche dies Verhältniss er-

läutern könnten, so viel ich weiss, nicht dargestellt sind, die Begriffe: »schwache Säuren« oder »starke Säuren« sind ja doch nur ganz relativ. Nach der Ansicht Professor Cleve's, mit welchem ich über diese Frage weiter conferirt habe, dürfte auch aus chemischen Gründen die Auffassung des Nordenskiöldin als eines Borates die wahrscheinlichere sein. Da ferner, was nach meiner Ansicht von grösstem Gewichte ist, die (im speciellen Theile S. 63) angeführten krystallographischen Verwandtschaftsbeziehungen einerseits mit der Borsäure, andererseits mit den Mineralien der Kalkspathgruppe, des Natronsalpeters und des Proustit offenbar die Auffassung des Nordenskiöldin als eines Borates stützen, muss ich dieselbe gegenüber der von Groth aufgestellten Deutung behaupten.

Zusammenstellungen wie die folgenden können nicht ohne Bedeutung sein:

Kalkspath	^(IV) Ca_2	^{VIII)} C_2	^{XII)} O_6	$a : c = 1 : 0,8543$
Natronsalpeter	^(II) Na_2	^{X)} N_2	O_6	$a : c = 1 : 0,8272$
Proustit	^(VI) Ag_6	^{VI)} As_2	O_6	$a : c = 1 : 0,8034$
Nordenskiöldin	^(II) ^(IV) $Ca. Sn$	^{VI)} B_2	O_6	$a : c = 1 : 0,8224$

wobei auch:

Aragonit	^(IV) Ca_2	^{VIII)} C_2	O_6	$a : b : c = 0,6228 : 1 : 0,7207$
Kalialpeter	^(II) K_2	^{X)} N_2	O_6	$a : b : c = 0,5843 : 1 : 0,7028$

Ferner:

Xenotim	^(IX) Y_3	^{XV)} P_3	^{XXIV)} O_{12}	$a : a : c = 1 : 1 : 0,6260$
Tapiolit	^(IV) Fe_2	^{XX)} Nb_4	O_{12}	$a : a : c = 1 : 1 : 0,6464$
Zirkon	^(XII) Zr_3	^(XII) Si_3	O_{12}	$a : a : c = 1 : 1 : 0,6404$
Weibyeit (?)	^(VIII) $(Ce.F)_4$	^{XVI)} C_4	O_{12}	$a : b : c = 0,9999 : 1 : 0,64$

bei welchen allen die *c*-Axe die Axe der kleinsten Elasticität ist etc.

Ferner die von Th. Hiortdahl aufgestellten Reihen (diese Zeitschr. 12, 446) des Scheelit, z. B.:

Fergusonit	^(III) Y	^{V)} Nb	^{VIII)} O_4	$a : c = 1 : 1,464$
Scheelit	^(II) Ca	^{VI)} Wo	O_4	$a : c = 1 : 1,546$
Ammoniumperjodat	^(I) Am	^{VII)} J	O_4	$a : c = 1 : 1,537$

Noch eine bedeutende Anzahl weiterer Beispiele könnten hier erwähnt werden; derartige Relationen können nicht zufällig sein. — — — —

Ueberhaupt habe ich, wie der Leser leicht bemerken wird, den kry-

stallographischen Verwandtschaftsbeziehungen der verschiedenen beschriebenen Mineralspecies überall eine hervortretende Bedeutung zugemessen; ich habe denselben nachzuspüren versucht auf Grundlage meiner Auffassung von der Bedeutung der morphotropischen Gesetze beim Vergleiche der Mineralien; ich habe mich bestrebt, nicht unwesentliche und zufällige Aehnlichkeiten zu berücksichtigen, sondern im Gegentheil das Charakteristische und typologisch Persistente zu fixiren, und von diesem ausgehend die successiven Aenderungen der wesentlichen Formeigentümlichkeiten bei der successiven Aenderung der chemischen Zusammensetzung auf Schritt und Tritt zu verfolgen. Allein auf diese Weise wird es gelingen können, in zweifelhaften Fällen das wirklich krystallographisch Verwandte von dem mehr zufällig Aehnlichen zu unterscheiden; auf derartige Weise verfolgt, wird, das ist meine Ueberzeugung, die richtige Erkennung der morphotropischen Beziehungen der Mineralien nicht nur der Mineralogie und der Krystallographie, sondern auch der Chemie wichtige Dienste leisten. Wie ein moderner Sprachforscher sich nicht ohne Weiteres durch eine zufällige äussere Lautähnlichkeit zur Annahme genetischer Beziehungen der Worte zweier ungleicher Sprachen verleiten lässt, sondern eben in einem dem Laut nach mehr verschiedenen oft grössere Verwandtschaftsbeziehungen verfolgen kann, so wird auch der Krystallograph oft vereinzelte Uebereinstimmungen des einen oder des anderen Winkels misstrauisch ansehen müssen; wie ein biologischer Forscher bei den oft bedeutenden Aenderungen einer organischen Formenreihe, durch die successiven Entwicklungsstadien das Wesentliche festhaltend, von dem einen Stadium zum anderen vorschreitet, so muss gewissermassen auch der Krystallograph beim Verfolgen der morphotropischen Beziehungen verfahren; es wird auch hier nöthig, die wesentlichen Züge der Familiengleichheit, das typologisch mehr oder weniger Persistente, zu fixiren. Man wird dann selbst bei äusserst abweichenden Endgliedern von ungleicher, aber auf die eine oder die andere Weise verwandter Zusammensetzung, oft genug durch vermittelnde Zwischenglieder den so zu sagen genetischen Zusammenhang nachweisen können; es versteht sich aber von selbst, dass nur wirklich vorhandene Formen zum Vergleiche herangezogen werden können.

In der vorliegenden Arbeit ist eine ganze Anzahl derartiger morphotropischer Reihen behandelt; ich erinnere nur an: die Melanocerit-Cappelenitgruppe; die Pyroxengruppe, deren morphotropische Beziehungen an mehreren Stellen in der Arbeit erwähnt sind (s. beim Aegirin, Wöhlerit etc.) und zu welcher ich noch die Columbitgruppe rechne; die Hornblendegruppe, bei welcher ich einige Andeutungen über die Rolle der TiO_2 und der Eisenoxyde zu geben suche; die Mosandrit-Gruppe, deren Beziehungen bei Gelegenheit der Pyroxengruppe erwähnt werden; die



Feldspathgruppe, zu deren Verständniss als einer homöomorphen morphotropischen Reihe ich schon früher Beiträge geliefert habe (s. diese Zeitschr. 10, 498 ff.), die Natrolithgruppe, die Leukophan-Melinophangruppe etc. Dass ich in keiner dieser natürlichen Familien eine Isopleomorphie annehmen kann, sondern die homöomorphen oder partiell homöomorphen Relationen der einzelnen Glieder (abgesehen von Gleichheit oder Ungleichheit des Krystallsystemes, welches nach meiner Ansicht in Betracht der grossen typologischen Uebereinstimmung und Winkelähnlichkeit irrelevant ist) überall auf Morphotropie zurückführe, habe ich schon 1882 zuerst angedeutet (Sil. Etagen 2 u. 3, S. 302—305), später im Frühlinge 1883 in Vorlesungen auf Stockholms Hochschule näher auseinandergesetzt (s. meinen Brief an Prof. H. Rosenbusch vom 4. Juli 1883, diese Zeitschr. 10, 500); in seiner den 40. October 1883 der schwedischen Akademie der Wissenschaften vorgelegten Abhandlung: »Studien über Schlacken« hat mein lieber Schüler und Freund Professor J. H. L. Vogt in ausdrücklich ausgesprochenem Anschlusse an meine Vorlesungen (s. seine Abhandlung, Bibang t. kgl. Sv. Vet.-Akad. Handl. 9, No. 1, S. 244, Anm.) eine nähere Anwendung meiner Ansichten auf die Pyroxen- und die Olivingruppe publicirt. Eine genau entsprechende Auffassung hat ferner Professor Dr. C. Hintze, so viel ich weiss ganz unabhängig von mir, im Jahre 1884 (in einer Vorlesung, gehalten behufs Habilitation vor der philosophischen Facultät der kgl. Universität zu Bonn, am 5. August 1884) publicirt. Es war meine Absicht gewesen, in dieser Arbeit anhangsweise eine ausführlichere Darstellung dieser meiner Auffassung der Bedeutung der Morphotropie für das Verständniss der Verwandtschaftsbeziehungen der Mineralien zu geben; das Erscheinen meiner Arbeit ist aber ein Jahr nach dem andern verzögert worden, und eine derartige ausführliche Auseinandersetzung kann jetzt wohl entbehrt werden; die richtige Würdigung der generellen Bedeutung der unsterblichen Entdeckung Groth's wird nach meiner Ansicht wahrscheinlich bald durchdringen; die Berechtigung der wesentlich von mir und Hintze hinzugefügten Erweiterung des Gebietes der Lehre von der Morphotropie, indem wir die Beziehungen der anorganischen, wie der organischen Krystalle aus gleichartigem Gesichtspunkte betrachten, wird immer mehr anerkannt. Wenn nicht die Entdeckung der sogenannten »Isomorphie« durch Mitscherlich der Entdeckung der Morphotropie, von welcher dieselbe ja nur einen Specialfall darstellt, vorausgegangen wäre, würde man auch wohl schon jetzt im Verständniss der Relationen zwischen der Form und der chemischen Zusammensetzung der Krystalle ein Stück weiter gekommen sein. Die älteren doctrinären Vorstellungen über die Begrenzung des Begriffes »Isomorphie« (es wäre z. B. sofort, wenn sich das Krystallsystem durch Einführung einer neuen Gruppe änderte, nicht mehr von »Isomorphie« die Rede etc.), welche früher zum Theil allgemein waren

Inhalt.

Allgemeiner Theil.

Die geologischen Verhältnisse der Pegmatitgänge des Christianiagebietes.

I. Allgemeiner Ueberblick über die Geologie des Christianiagebietes mit specieller Berücksichtigung seiner Eruptivgesteine.

Die geologischen und mineralogischen Verhältnisse in ihrer geschichtlichen Entwicklung	Seite 1— 43
Gliederung der Formationen und Eruptivgesteine	45— 79
1. Das Grundgebirge	45— 47
2. Die paläozoischen Formationen	48— 49
3. Die postsilurischen Eruptivgesteine	50— 79
A. 4. Gabbrodiabase, Diabase, Diabasporphyrite, Labradorporphyrite, Augitporphyrite, Melaphyre, Spillite, Camptonite.	50— 58
2. Basische Augitsyenite (Laurvikite), ¹ Glimmersyenite und Nephelinsyenite (Laurdalite) mit zugehörigen Grenz-, Gang- und superficiellen Gesteinen	58— 43
3. Saurere quarzführende Augitsyenite (Akerite) mit zugehörigen Grenz-, Gang- und superficiellen Gesteinen	43— 54
4. Rothe Quarzsyenite (Nordmarkite) mit zugehörigen Grenz-, Gang- und superficiellen Gesteinen	54— 65
5. Natrongranite (natronreiche Hornblendegranite, Arfvedsonitgranite) mit zugehörigen Grenz- und Ganggesteinen	65— 70
6. Normale Granitite mit zugehörigen Grenzgesteinen, Intrusivmassen und Ganggesteinen	70— 78
B. Die jüngsten basischen Eruptivgesteine	79
Bildungsgeschichte des Christianiagebietes	80— 90
Die Contactmetamorphose	90— 92
Zusammenhang der Faltung und der Verwerfungen auf der Strecke zwischen Mjøsén und dem Langesundfjord mit den Eruptionen der ersten postsilurischen Eruptionsepoche	93—100

II. Die Geologie der syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der Küste zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord.

Die Grenzverhältnisse des Augitsyenitgebietes in der südwestlichen Grenzzone, zwischen Helgeråén und Birkedalén.	104—120
Die nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der südwestlichen Grenzzone des Augitsyenitgebietes.	
Die Syenitpegmatitmasse von Låven und der Südspitze von Stokö. Vorkommen des Wöhlerit auf Skudesundskjær in der Nähe von Barkevik	121—132
Structur und Vorkommen der kleineren nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der Grenzzone	132—136
Die Vertheilung der seltneren Mineralien auf den Gängen	136—146
Die Krystallisationsfolge auf den Gängen der Grenzzone. Die verschiedenen Phasen der Gangbildung	146—148
Erste Phase der Gangbildung. Phase der magmatischen Erstarrung	148—159
Zweite Phase der Gangbildung. Hauptphase der pneumatolytischen Mineralien.	159—168
Dritte Phase der Gangbildung. Phase der Zeolithbildung.	168—178
Vierte Phase der Gangbildung. Phase der Fluocarbonate, Carbonate etc.	178—181
Die Paragenesis der Mineralien auf den nephelinsyenitischen Pegmatitgängen der Grenzzone am Langesundfjord	181—188
a. Melinophan-Homilitführende Gänge	183—184
b. Katapleit-Eukolitführende Gänge	185—188

	Seite
Die Syenitpegmatitgänge der Umgegend von Fredriksvärn	189—199
Granitische Pegmatitgänge des Christianiagebietes	200—204
Vergleich der südnorwegischen syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgänge mit verwandten Vorkommnissen, sowie mit den sauren granititischen Pegmatitgängen	202—214
Allgemeine Bemerkungen über die Bildung pegmatitischer Gänge	215—235

Specieller Theil.

Beschreibung der auf den Syenitpegmatitgängen der südnorweg. Augit- und Nephelinsyenite vorkommenden Mineralien.

	Seite		Seite
1. Molybdänit	5	38. Leukophan	246
2. Zinkblende	6	39. Melinophan	279
3. Eisenkies	7	40. Salit	294
4. Löllingit	8	41. Akmit und Aegirin	295
5. Bleiglanz	10	(Krokydolith etc.)	
6. Kupferkies	11	42. Låvenit	339
Anhang: Proustite	11	43. Wöhlerit	351
7. Quarz	12	44. Hiortdahlit	367
8. Eisenglanz	13	45. Rosenbuschit	378
9. Titaneisenerz	14	46. Polymignyt	387
10. Opal	15	47. Tremolith (?)	397
11. Hydrargillit	16	48. Arfvedsonit	398
12. Diaspor	50	49. Barkevikit	412
13. Flussspath	56	(Pterolith)	418
14. Magnetit	59	50. Ainigmatit (Kölbingit)	423
15. Nordenskiöldin	61	51. Katapleit	434
16. Hambergit	65	52. Cappelenit	462
17. Xenotim	68	53. Melanocerit	468
18. Apatit	70	54. Karyocerit	478
Anhang: Beryll	72	55. Tritomit	483
19. Mosandrit	74	55a. Erdmannit	490
20. Johnstrupit	74	56. Eukolit	498
21. Epidot	95	57. Perowskit	508
Anhang: Orthit	95	58. Pyrochlor	509
22. Zirkon	101	59. Titanit	514
23. Thorit	116	60. Albit	521
Orangit	116	61. Kryptoperthit (Natronorthoklas)	524
23a. Calciorthit	127	Murchisonit.	
23b. Eukrasit	129	61a. Mikroperthit	554
23c. Freyalith	131	62. Mikroklin	561
Anhang: Rutil	133	63. Analcim (Eudnophit)	565
24. Homilit	134	64. Eudidymit	586
25. Datolith	159	65. Natrolith	598
26. Granate	160	Radiolith	599
Kalkthoneisengranat	160. 163	Eisennatrolith	623
Kalkeisengranat	169	Bergmannit (Spreustein)	626
(Yttergranat)		Brevicit	638
27. Helvin	173	66. Thomsonit	641
28. Sodalith	177	67. Hydronephelit (Ranit)	643
29. Lepidomelan (Meroxen)	189	68. Apophyllit	644
30. Lithionglimmer (Zinnwaldit)	195	69. Desmin	647
31. Muscovit	196	Anhang: Harmotom	648
32. Talk	197	70. Kalkspath	650
33. Chlorit	198	71. Weibyeit	650
34. Kaolin (Steinmark)	199	72. Parisit	650
35. Astrophyllit	200	73. Turmalin	655
36. Nephelin (Eläolith)	217	Nachtrag: Pyroxen der Diop-	
37. Cancrinit	239	sid-Aegirinreihe	655

Allgemeiner Theil.

**Die geologischen Verhältnisse der Pegmatitgänge
des Christianiagesbietes.**

Der geologische Theil dieser Arbeit ist von den beiden Uebersichtskarten Taf. XXVIII und Taf. XXIX begleitet.

In Taf. XXVIII ist zum ersten Male eine Uebersicht der verschiedenartigen Eruptivmassen des Christianiagebietes versucht.

Taf. XXIX mit zugehörigem Texte giebt eine Uebersicht der wichtigsten Mineralvorkommen der Inseln des Langesundfjords.

Uebrigens muss für viele Einzelangaben der Arbeit auf die geologischen Rectangelkarten der norwegischen geologischen Untersuchung (Maassstab 1 : 100 000): »Hönefos, Christiania, Moss, Tönsberg, Hamar, Gjøvik, Nannestad, Fet«, sowie auf die geologische Uebersichtskarte des südlichen Norwegens, Maassstab 1 : 1 000 000, hingewiesen werden.



I. Allgemeiner Ueberblick über die Geologie des Christianiagebietes mit specieller Berücksichtigung seiner Eruptivgesteine.

Beiderseits von einförmigem Grundgebirge umgeben, erstreckt sich zwischen dem südlichen Theile des grossen Binnensees Mjösen in NNO und dem Langesundfjord in SSW ein schmaler Landstreifen, welcher von paläozoischen Formationen und dieselben durchsetzenden Eruptivgesteinen eingenommen wird. Schon L. von Buch charakterisirt diesen Landstreifen, welcher unten kurz als »das Christianiagebiet« bezeichnet werden soll, als einen »Sack von Uebergangsgebirge mit seinen mannigfaltigen Gliedern, welches sich zwischen dem Gneissgebirge heraufdrängt«, und fügt hinzu: »Eine merkwürdige Verbreitung, die auf den Karten sonderbar hervortritt, und die einst Licht verspricht über allgemeine Verbreitungsgesetze der Gebirgsarten im Norden.«

Bereits auf der alten, für ihre Zeit ausgezeichneten Uebersichtskarte Keilhau's (in dessen »Gaea Norvegica«), noch mehr auf den neueren Kjerulf'schen Uebersichtskarten des südlichen Norwegens, sticht dieser Landstreifen durch hüntere Farben von dem eintönigen Grundgebirge ab. Und in der That verdient derselbe auch durch stark markirte Farben ausgezeichnet zu werden, denn innerhalb dieser schmalen Landstrecke hat die Natur eine reiche Fülle der interessantesten Verhältnisse auf engem Raume in selten übersichtlichen und leicht zugänglichen Beispielen dem Forscher dargeboten. Dem Paläontologen und dem Geologen, dem Petrographen und dem Mineralogen ist diese Gegend eine wahre Schatzkammer gewesen und wird gewiss auch künftigher dem Forscher manche ungeahnte Schätze bieten.

Die centralen Theile dieser Landstrecke sind schon längst von vielen Geologen untersucht worden. Es war in dieser Gegend, wo der grosse Meister Leopold v. Buch zum ersten Male zu seinem Erstaunen »Granit über Versteinerungskalk! Granit als ein Glied der Uebergangsformation!« beobachtete, eine Entdeckung, welche ihn später auf die richtige Erkennung der eruptiven Natur der Granite und verwandter Gesteine überhaupt führen sollte*). Aus derselben Gegend brachte auch der bekannte Mineraloge

*) L. v. Buch war zum ersten Male in Norwegen in den Jahren 1806—1808; seine

J. Fr. L. Hausmann*), der den berühmten Namen »Zirkonsyenit« einführte, eine Fülle von wichtigen Beobachtungen mit, welche gewiss in hohem Grade die Aufmerksamkeit auf die interessanten Mineralvorkommen des südlichen Norwegens lenkten. Später berührte der unsterbliche C. F. Naumann**), dem die Geologie Norwegens so viel verdankt, auch das Christianiagebiet, und brachte eine weitere Bestätigung der wichtigen Beobachtungen der eben genannten Forscher über das Verhalten des Granit und Syenit zur »Uebergangsformation«.

Bei Naumann's Besuch hatte schon der norwegische Geologe B. M. Keilhau seine Forschungen über das Christianiagebiet begonnen; in einer Anzahl Abhandlungen, die von der folgenden Zeit nicht nach Verdienst geschätzt wurden, hat er zahlreiche wichtige Beobachtungen niedergelegt und vor allen Dingen die erste ausführlichere geologische Karte des Christianiagebietes geliefert***); wenn auch die Deutung seiner Beobachtungen in mehreren Hauptpunkten eine irrthümliche war, so bilden diese selbst heute noch immer eine werthvolle Quelle.

In denselben Jahren wie Naumann (1824 und 1822) besuchte auch der schwedische Geologe Hisinger Norwegen und schöpfte damals auch aus dem Christianiagebiete manche der wichtigen Erfahrungen, welche in seinen später ausgegebenen Arbeiten angeführt sind†).

Auch in den dreissiger Jahren besuchte einer der grossen Meister der Geologie, Ch. Lyell, das Christianiagebiet; eine Reihe wichtiger Beobachtungen††) über den Zusammenhang der vulcanischen und plutonischen Gesteine, über die begleitenden Contactmetamorphosen etc. wurden das Resultat seiner Forschung.

Im Jahre 1844 versammelten sich die skandinavischen Naturforscher zum vierten Male zu gemeinsamen Berathungen, diesmal in Christiania; in den Sitzungen der geologisch-mineralogischen Section waren unter Anderen

bewundernswerthe »Reise durch Norwegen und Lappland« kam 1810 in Berlin heraus. Später besuchte er noch 1844 Norwegen und war damals auf der Naturforscherversammlung in Christiania zugegen.

*) L. Hausmann bereiste Norwegen in den Jahren 1806 und 1807; seine »Reise durch Skandinavien« erschien in 5 Bänden in Göttingen 1814—1818. Auch noch lange Jahre später, 1856, zeugte seine Abhandlung »Bemerkungen über den Zirkonsyenit«, in den Abh. d. kgl. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, von seinem Interesse für das Christianiagebiet.

**) C. F. Naumann bereiste Norwegen in den Jahren 1824 und 1822; seine »Beiträge zur Kenntniss Norwegens«, 2 Theile, kamen 1824 in Leipzig heraus.

***)) Die wichtigsten Arbeiten Keilhau's über das Christianiagebiet sind: »Darstellung der Uebergangsformation Norwegens«, Leipzig 1826 (übersetzt von C. F. Naumann) und »Christianias Uebergangs-Territorium« in Gaea Norvegica, 1838, H. 1.

†) W. Hisinger, »Anteckningar i fysik och geognosi under resor uti Sverige och Norge«, H. 1—7. Stockholm u. Upsala, 1819—40.

††) Namentlich in »Elements of Geology« an mehreren Stellen angeführt.

auch die berühmten Geologen und Mineralogen L. v. Buch, J. Berzelius, G. Forchhammer und R. J. Murchison als fremde Gäste anwesend. Murchison stellte bei dieser Gelegenheit in grossen Zügen die Eintheilung der paläozoischen Formationen des Christianiagebietes fest und erkannte die Faltung der Schichten der Silurformation *); auch Forchhammer hat über seine Beobachtungen berichtet. In dem folgenden Jahre (1845) besuchte auch der russische Geologe G. von Helmersen die Umgegend von Christiania **).

Auch bei mehreren französischen Verfassern der vierziger Jahre finden wir wichtige Beobachtungen aus dem Christianiagebiete angeführt, so bei A. Daubrée, J. Durocher (bereiste Norwegen 1845), A. Delesse (bereiste Norwegen ungefähr 1846) etc. Der englische Geologe D. Forbes verdient auch hier erinnert zu werden.

Ungefähr gleichzeitig fing bereits Th. Kjerulf seine wichtigen Untersuchungen über das Christianiagebiet an, welche in den folgenden Jahrzehnten in einer Reihe ausgezeichneter Abhandlungen veröffentlicht wurden ***); die ältesten dieser Arbeiten waren für ihre Zeit von grosser Bedeutung, voll von Beobachtungen von grösstem Interesse; namentlich die Eintheilung der Silurformation (aus welcher schon früher J. Esmark, C. Boeck, M. Sars und N. P. Angelien eine Anzahl Fossilien, namentlich Trilobiten, beschrieben hatten), die Analysen der Gesteine, die Studien über die Contactmetamorphose sind von bleibender Bedeutung gewesen. In den letzten 25 Jahren seines Lebens kamen zwar die Forschungen Kjerulf's nur in geringem Grade dem Christianiagebiete zu gute; er musste dies relativ besser bekannte Arbeitsfeld liegen lassen, um anderen, weniger untersuchten Gegenden Norwegens seine Kräfte zu widmen; sein Interesse für das Arbeitsgebiet seiner kräftigsten Jugend behielt er aber bis zum Tode unverändert.

Die Arbeiten Kjerulf's über das Christianiagebiet haben gewiss manche fremde Forscher zum Besuche dieser Gegend veranlasst; mehrere derselben haben auch, theils in besonderen Reiseberichten, theils gelegent-

*) S. »Forhandl. v. d. skand. Naturf. möde i Kristiania 1844« S. 287—295; ferner: Quarterly Journ. of the geol. soc. 1845, S. 467 ff.

**) S. »Geologische Bemerkungen über eine Reise in Schweden und Norwegen«, Mém. d. l'Acad. imp. d. St. Pétersbourg 1858, Sér. III, 6.

***) Die wichtigsten der Arbeiten Kjerulf's über das Christianiagebiet sind: »Das Christiania-Silurbecken« Univ.-Progr. 1855 und »Ueber die Geologie des südlichen Norwegens«, Nyt Mag. f. Naturv. 1857, 9, 493—506 (die letztere Abhandlung mit dem wichtigen Beitrage von Tellef Dahll: »Profile durch die Gegend von Skien, Porsgrund und Langesund«, l. c. S. 306—333); ferner: »Veiviser i Kristiania omegn«; Univ.-Progr. 1865 (mit einer Karte); 1862 verschiedene »Erdbodenkarten«; seit 1870 die ausgegebenen sogenannten »Rectangelkarten«. — 1879 »Udsigt over det sydl. Norges geologi« (deutsch von A. Gurlt, Bonn 1880), endlich »Dislokationerne i Kristianiadalen«, Nyt Mag. f. Nat. 1884, 28, 79 ff. und 174 ff.

lich in anderen Arbeiten, Beobachtungen über das Christianiagebiet veröffentlicht; unter den Forschern, welche in den letzten 30 Jahren diese Gegend besuchten, mögen erwähnt werden: von Paläontologen: Ferd. Römer, welcher in einem interessanten Berichte über seine im Sommer 1859 ausgeführte Reise eine bedeutende Anzahl wichtiger Beobachtungen veröffentlichte*), ferner G. Linnarsson (1870), Fr. Schmidt (1875), G. Lindström, G. Holm, G. J. Hinde, J. E. Marr etc.; von Geologen und Petrographen: G. vom Rath**), A. E. Törnebohm, A. Heim (1870), G. Hartung, A. Penck, O. Lang (1878***), E. Suess (1885), H. Rosenbusch (1888), A. Geikie (1889) etc. etc. Gewiss haben sie Alle reiche Belehrung in dieser Gegend gefunden, und sicherlich wird Jeder, der dieselbe näher studirte, dem Worte L. v. Buch's Recht geben, dass diese Gegend in geologischer Beziehung »die wichtigste im ganzen Norden« ist.

Aber auch in mineralogischer Beziehung ist diese Gegend kaum weniger interessant, was namentlich den in der vorliegenden Arbeit näher bearbeiteten Mineralvorkommen der Küstenstrecke zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord zu verdanken ist, obwohl auch ausserhalb dieser Küstenstrecke interessante Mineralvorkommen verschiedener Art im Christianiagebiete nicht fehlen. Findet man ja doch selbst ganz in der Nähe von Christiania in den Drusenräumen der nördlich von der Stadt herrschenden Quarzsyenite (s. unten) bisweilen z. B. die schönsten tafelförmigen Orthite, welche anhangsweise auch im speciellen Theile dieser Arbeit erwähnt werden! Auch das alte, schon seit 1784 bekannte, von H. Ström entdeckte Vorkommen des Akmit auf Eker ist nicht zu vergessen. Ferner die schönen Vorkommen verschiedener Contactmineralien in den silurischen Kalksteinen und Schiefern, wie z. B. der altbekannte Fundort des Vesuvian auf Hamrefjeld im Eker-Kirchspiel etc.

Bei weitem die interessantesten Mineralvorkommen des Christianiagebietes sind aber auf die genannte Küstenstrecke zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord beschränkt.

Der Erste, welcher in weiterer Ausdehnung die Aufmerksamkeit auf

*) »Ber. üb. e. geol. Reise n. Norwegen im Sommer 1859«, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1859, 11, 544—589; die Arbeit enthält namentlich eine verbesserte Eintheilung der silurischen Etagen.

**) Seine treffliche kleine Skizze »Aus Norwegen« in Neues Jahrb. f. Min etc. 1869, S. 385—444 wurde leider niemals abgeschlossen; sie enthält fast nichts von mineralogischen Beobachtungen, dagegen eine bedeutende Anzahl geologischer Bemerkungen, jedoch relativ wenig Neues vom Christianiagebiete. — G. vom Rath war auch von Herrn Eck begleitet.

***) Als Resultat seiner Reise liegen mehrere Abhandlungen vor, wovon namentlich seine »Beiträge zur Kenntniss d. Eruptivgest. d. Christiania-Silurbeckens« in Nyt Mag. f. Nat. 1886, 80, 1—75, 279—383 zu bemerken ist. In dieser Abhandlung sind namentlich die Gesteinsanalysen von P. Jannasch von Interesse.

diese Vorkommen lenkte, war wohl wahrscheinlich Prof. Chr. Fr. Schumacher in Kopenhagen, welcher in seiner im Anfange des Jahrhunderts (1804) ausgegebenen Abhandlung »Versuch eines Verzeichnisses der in den Dänisch-Nordischen Staaten sich findenden einfachen Mineralien« auch mehrere der bei Fredriksvärn vorkommenden Mineralien erwähnte und zum Theil ausführlich beschrieb; die von ihm genannten Mineralien aus den Gängen bei Fredriksvärn sind: »labradorischer Feldspath« (Kryptoperthit m.), »Gabbroinit« (Eläolith), »Hornblende« (Barkevikit-ähnliche Hornblende m.), »Zirkonit« (Zirkon) und »Bergmannit« (Spreustein, nach Sodalith), also die gewöhnlichsten hier auftretenden Mineralspecies. Bei der Erwähnung des farbenschildernden Feldspath bemerkt Schumacher ausdrücklich, dass er sich findet »in der Gegend bei Friedrichswärn, wo ihn Herr Assessor Esmark zuerst entdeckt hat«. Wir dürfen nach dieser Angabe wohl bestimmt annehmen, dass Assessor J. Esmark auch das Vorkommen der Gänge von Fredriksvärn überhaupt entdeckt haben und diese Entdeckung am Ende des vorigen Jahrhunderts geschehen sein muss.

Im Anfange dieses Jahrhunderts gab es in Kopenhagen einen damals sehr bekannten Mineralienhändler Nepperschmidt; auf Schumacher's Veranlassung machte dieser häufige Reisen nach den damals bekannten norwegischen Mineralfundorten, darunter auch »Laurvik und Fredriksvärn«^{*)}; auch die Vorkommen in und bei Laurvik sind also im Anfange dieses Jahrhunderts schon bekannt gewesen. Hausmann erzählt von Nepperschmidt, er habe auf diesen Reisen »manche schöne Entdeckung gemacht und die norwegischen Fossilien (d. h. Mineralien) in solcher Menge gesammelt, dass er den grösseren Theil der bedeutenderen Sammlungen Europens damit versehen konnte«^{*)}. Hausmann's Besuch in der Nepperschmidt'schen Sammlung in Kopenhagen war dann wohl auch die nächste Veranlassung dazu, dass er auf seiner Reise nach Norwegen auch speciell Laurvik und Fredriksvärn besuchte und hier den »Zirkonsyenit« entdeckte; er stellte zugleich fest, dass dieses schöne Gestein nicht dem Grundgebirge, sondern der »Uebergangsformation« angehören müsse. Von Mineralien fand Hausmann in dieser Gegend ausser den schon von Schumacher erwähnten: Molybdänglanz, Quarz, Carneol, Magnetit, Flussspath, Lepidomelan, Titanit, Analcim^{**)}.

^{*)} S. Hausmann l. c. 1844, 1, 68. \

^{**)} S. l. c. 2, 108—109; er erwähnt hier ausserdem »Thallit«, welcher aber nur Aegirin, »Smaragd« (?), welcher gewiss nur Apatit gewesen ist, ferner »fasriges Eisenblau«, was er später »Krokydolith« nannte, wahrscheinlich auch nur Aegirin; s. hierüber im speciellen Theile. — Die erste Beschreibung des Zirkonsyenit gab Hausmann übrigens schon in den neuen Jahrb. f. Berg- u. Hüttenkunde, herausg. v. C. E. Freiherrn von Moll, 1808, 1, Lief. 1, 84 ff.

Hausmann's Beschreibung seines Zirkonsyenit mit dessen Mineralien hat gewiss dazu beigetragen, die Aufmerksamkeit auf diese Vorkommnisse zu lenken. Indessen führte dies Interesse doch in den zunächst folgenden Jahren nicht zu wichtigeren Entdeckungen; weder L. v. Buch noch C. F. Naumann opferten den Mineralvorkommen besondere Aufmerksamkeit.

Im Jahre 1814 wurde der frühere Oberbergamts-Assessor J. Esmark, wie oben erwähnt der Entdecker der Gänge von Fredriksvärn, ein für seine Zeit ausgezeichnet kenntnisreicher und tüchtiger Geologe und ebenfalls für die Mineralogie interessirt (er war der Entdecker des Datolith, zum Professor »der Bergwissenschaft« bei der eben neu eingerichteten Universität zu Christiania berufen; offenbar auf seine Veranlassung erhielt sein Sohn M. Thr. Esmark (geboren 1804), der eigentlich Theologie studirt hatte, 1825 ein Reisestipendium, um die Mineralvorkommnisse »des oberen Thelemarkens« zu besuchen; wahrscheinlich waren daher die Fundorte bei dem Langesundfjord in diesem Jahre noch nicht bekannt. In der Umgegend von Fredriksvärn dagegen wurden eben um diese Zeit die Mineralien führenden Gänge von Herrn Tank fleissig untersucht; denn 1824 entdeckte dieser sowohl den Polymignyt, als den Pyrochlor bei Fredriksvärn. Tank war mit J. Berzelius in Verbindung getreten; mehrere der von ihm entdeckten norwegischen Mineralien (Polymignyt von Fredriksvärn, Xenotim von Hitterö) wurden von Berzelius untersucht und beschrieben. Dies war wahrscheinlich die Veranlassung dazu, dass im Jahre 1826 Berzelius, Alex. Brongniart und F. Wöhler zusammen die Mineralvorkommen bei Laurvik und Fredriksvärn besuchten; der von Tank schon bei Fredriksvärn entdeckte Pyrochlor wurde bei dieser Gelegenheit von ihnen auch bei Laurvik gefunden und in demselben Jahre von Wöhler untersucht und auf Vorschlag von Berzelius mit dem Namen Pyrochlor belegt. Auf seiner Reise war Berzelius mit dem jungen M. Thr. Esmark bekannt geworden, und es war dadurch eine Verbindung angeknüpft, welche für die künftige Untersuchung der Mineralien der Küstenstrecke zwischen Laurvik und Langesund von grosser Bedeutung werden sollte. Im Jahre 1826 wurde nämlich der junge Esmark zum Kaplan in Eidanger und Brevik berufen, wo er eine lange Reihe von Jahren hindurch (bis 1849) angestellt war; die jetzt so berühmten Mineralfundstellen der Inseln des Langesundfjords lagen nun so zu sagen vor seiner Hausthüre; so wurde er denn der erste Entdecker derselben, und obwohl er selbst zu unvollständig mineralogisch geschult war, um die Vorkommnisse gründlicher zu studiren, hat die Wissenschaft ihm doch nicht nur die Entdeckung der Vorkommnisse selbst, sondern auch mancher interessanten Mineralspecies derselben zu verdanken. Esmark selbst schrieb nur sehr wenig über seine Funde, er überliess gern die Bearbeitung anderen Forschern; man soll ihm deshalb nicht weniger dankbar sein.

Esmark selbst entdeckte auf den Gängen der Inseln des Langesundfjords folgende Mineralien: Radiolith (1827), Aegirin (1834), Thorit (1836), Leukophan (1840), Sodalith (1844), Erdmannit (1853), Freyalith (1878); mehr als 50 Jahre lagen zwischen seinem ersten und seinem letzten neuentdeckten Mineral der von ihm zuerst gefundenen, und so sehr geliebten Fundorte, welche er noch in seinen ältesten Jahren (er starb 1882) gern besuchte.

Ungefähr gleichzeitig mit Esmark hatte auch N. B. Möller die Grenzzone zwischen Augitsyenit und Augitporphyrit östlich von Porsgrund zu untersuchen angefangen und entdeckte dabei sogenannten »Akmit« bei Klep etc. bei Porsgrund.

Esmark's Schwager, Sam. Wiborg, der in Brevik als Kaufmann wohnte, wurde durch des Ersteren Belehrung ebenfalls mit den Mineralien der Umgegend bekannt und dafür so interessirt, dass er sich schliesslich auf den Mineralienhandel als Hauptgeschäft legte; obwohl er mit seinen Bestimmungen wenig genau war, hat er doch insofern Nutzen gebracht, als durch seine Fürsorge die Anfangs so seltenen sogenannten »Breviksmineralien« (welcher Name eben nur durch die Wohnstelle Wiborg's entstand und keine Berechtigung hat, da in Brevik selbst keine der »Breviksmineralien« vorkommen) bald in den Sammlungen allgemeiner verbreitet wurden.

M. Thr. Esmark's Entdeckungen lockten bald fremde Forscher zum Besuche der von ihm und seinem Vater entdeckten Vorkommen auf den Inseln des Langesundfjords und bei Fredriksvärn und Laurvik. Unter den fremden Forschern, welche noch in den dreissiger Jahren hier an Ort und Stelle selbst sammelten, können wir namentlich A. Erdmann, welcher 1836 und 1839 das südliche Norwegen bereiste, erwähnen; ausser mehreren Mineralien, welche er von Esmark zur Untersuchung erhielt (darunter Leukophan), entdeckte er auch selbst den Mosandrit, welcher auch von ihm benannt wurde; mit demselben zusammen erwähnt er auch u. a. zum ersten Male aus den Gängen des Langesundfjords Albit*). Auch C. G. Mosander, der Nachfolger von Berzelius, besuchte mehrmals die von Esmark entdeckten Vorkommnisse und brachte reiche Sammlungen von seinen Reisen mit.

Unterdessen hatte Norwegen selbst einen Mineralogen ersten Ranges erhalten; der aus Deutschland berufene Th. Scheerer, welcher (ca. 1837) als »Lector der Chemie« an der Universität zu Christiania angestellt wurde, begann schon Anfangs der vierziger Jahre seine Untersuchungen über die norwegischen Mineralvorkommen, welche so viele neue und wichtige

*) Erdmann und Berzelius erwähnten auch Yttrotantal als mit dem Mosandrit zusammen vorkommend, eine Angabe, welche später von Weibye (1848) und Hausmann (1852) wiederholt wurde; wahrscheinlich ist dieser Yttrotantal nur Tritomit gewesen. (Berz. Årsb. 1844, S. 484.)

Entdeckungen bringen sollten; sein scharfes Auge sollte auch bald auf den Gängen des Langesundfjords interessante Neuigkeiten auffinden. Schon im Jahre 1842 entdeckte Scheerer auf einer Reise zu den verschiedenen damals bekannten südnorwegischen Mineralvorkommen den Wöhlerit; in seiner Beschreibung des Vorkommens dieser und anderer begleitender Mineralien bemerkte er auch ganz richtig, dass dieselben nur »auf solchen Stellen auftreten, wo der Syenit mehr grobkörnig ist«^{*)}. Scheerer entdeckte nicht allein viele neue Mineralien, — ausser dem Wöhlerit später auch: den Eukolit (zusammen mit Scheel 1844), den Melinophan (1852), den Astrophyllit (1854), den Diaspor (1859), — sondern theilte in einer Reihe von Abhandlungen zahlreiche Beobachtungen über mehrere der schon früher bekannten, und interessante Betrachtungen über ihr Vorkommen und ihre Bildung mit; seine jetzt mit neueren Modificationen allgemein angenommene Auffassung der Tiefengesteine als aus hydratopyrogenen Magmen erstarrte Gesteine stützte sich in nicht geringem Grade eben auf Beobachtungen aus dem Gebiete des »Zirkonsyenit«.

Ungefähr gleichzeitig mit Scheerer hatte ein Schüler von Keilhau, P. C. Weibye, ebenfalls angefangen, die Vorkommen der Umgegend von Laurvik, Fredriksvärn und auf den Inseln des Langesundfjords zu untersuchen; die Hauptresultate seiner Forschungen sind in mehreren Abhandlungen^{**)} aus den Jahren 1848 und 1849 niedergelegt. Obwohl Weibye weder Krystallograph noch Chemiker war, hatte er doch für Mineralien ein scharfes Auge und entdeckte manche Mineralspecies, welche den früheren Untersuchern entgangen war; in seinen Verzeichnissen über Mineralien von »Brevik« und »Fredriksvärn« erwähnt er ausser den schon früher bekannten noch Bleiglanz, Titaneisenerz, Apatit, Granat, Chlorit, Kaolin, sowie die neuen Mineralien Katapleit und Tritomit^{***)}. Für die Kenntniss der damals bekannten einzelnen Vorkommen ist Weibye's Arbeit noch immer die wichtigste Quelle.

Im Jahre 1852 veröffentlichte Hausmann, zu seinen Jugenderinnerungen zurückkehrend, seine »Bemerkungen über den Zirkonsyenit«, 46 Jahre, nachdem es ihm vergönnt war, an dem Anblicke der Felsmassen dieses Gesteins sich zu erfreuen; von Mineralien, welche früher nicht erwähnt waren, nennt Hausmann in seinem Verzeichnisse noch: Schwefelkies, Kupferkies, Tremolith, Apophyllit, Desmin, Kalkspath. Die Arbeit enthält übrigens nur wenig Neues. Die Verwechselung L. v. Buch's der titanitführenden Quarzsyenite nördlich von Christiania (Varingskollen,

*) S. *Nyt Mag. f. Naturv.* 1843, 4, 133.

**) Namentlich die im speciellen Theile so häufig citirten »Beiträge zur topographischen Mineralogie Norwegens« in Karsten u. v. Dechen's Archiv 1848, 22, 525—544 und »Zur Kenntniss norwegischer Mineralien«, *Neues Jahrb. f. Min. etc.* 1849, S. 769—776.

***) Der Glaukolith Weibye's ist nur Sodalith. Sein »Talk« ist zweifelhaft.

Maridalen etc.) mit »Zirkonsyenit« wird noch immer von Hausmann wiederholt.

In den fünfziger Jahren hatte schon die Kranz'sche Mineralienhandlung angefangen, die südnorwegischen Mineralien mehr bekannt zu machen; A. Kranz selbst beschrieb den Orangit, welcher sich später mit dem Thorit fast identisch zeigte; Dauber u. A. erhielten durch seine Vermittelung Material für treffliche Specialuntersuchungen.

1854 beschrieb C. F. Rammelsberg als Neuigkeit Helvin aus unseren Gängen; in einer bedeutenden Anzahl späterer Abhandlungen hat sich derselbe unermüdliche Forscher grosse Verdienste um die chemische Kenntniss vieler seltener, von den uns beschäftigenden Vorkommen stammender Mineralien erworben; seine Arbeiten sind im speciellen Theile bei den betreffenden Mineralien (z. B. Leukophan, Melinophan, Astrophyllit, Kataplett, Eukolit, Hornblende etc.) besonders erwähnt.

In den sechziger Jahren wurden die Vorkommen bei Fredriksvärn und »Brevik«, wie es noch immer hiess, von vielen berühmten Forschern besucht; so von A. Des Cloizeaux, welcher in seinem ausgezeichneten *Man. de Minéralogie*, sowie in manchen Specialabhandlungen den Mineralien dieser Vorkommen immer grosses Interesse gewidmet hat und manche wichtige Untersuchungen namentlich der krystallographischen und optischen Verhältnisse derselben mitgetheilt hat; ich erinnere nur an seine Arbeiten über den Wöhlerit, den Homilit, den Eukolit, den Natronorthoklas etc. etc.; durch seine Verbindung mit Esmark wurden nach diesem Besuche viele der Mineralien unserer Gänge später von französischen Forschern untersucht und analysirt, namentlich durch A. Damour, Saeman und Pisani etc.; die Letzteren brachten durch die Entdeckung des Cancrinit (1863) eine wichtige Erweiterung der Kenntnisse der Gangmineralien.

In den sechziger Jahren besuchten auch A. E. Nordenskiöld und P. T. Cleve die jetzt schon so berühmten Mineralvorkommen des »Zirkonsyenites«. Der Letztere entdeckte bei Barkevik ein neues Mineral, dasselbe, welches in dieser Arbeit unter dem Namen Melanocerit beschrieben ist. Auch Nordenskiöld entdeckte bei seinem Besuche (1860) ein neues Mineral, welches später von R. Paijkull unter dem Namen Homilit eingeführt wurde. Diese Besuche Nordenskiöld's und Cleve's brachten an und für sich reiche Sammlungen aus den damals bekannten Vorkommen bei »Brevik« und Fredriksvärn an die unter Nordenskiöld's Direction stehende mineralogische Abtheilung des schwedischen Reichsmuseums, welches schon durch die von Berzelius und Mosander früher zusammengebrachten Suiten aus den genannten Vorkommen eine sehr vollständige Repräsentation derselben besass. Diese reichen Sammlungen aus unseren Gängen sind durch Nordenskiöld's Fürsorge nachträglich immer durch neue Einsammlungen und Ankäufe complettirt, so dass das schwe-

dische Reichsmuseum jetzt fast die vollständigste und beste Repräsentation der im speciellen Theile dieser Arbeit beschriebenen Mineralien besitzen dürfte. Nordenskiöld selbst hat als Neuigkeiten aus den Gängen: Löllingit und Hydrargillit zuerst beschrieben und übrigens auch für mehrere der schon bekannten Mineralien der Gänge neue krystallographische Beobachtungen publicirt, die im speciellen Theile bei den betreffenden Mineralien erwähnt sind. K. A. Fredholm, G. Lindström, R. Paijkull u. A., welche auf Nordenskiöld's Veranlassung namentlich in den siebziger Jahren die Gangvorkommen am Langesundfjord besuchten, haben ebenfalls mehrere neue Mineralien dort gefunden; namentlich hat R. Paijkull, welcher viele Male die Fundorte besuchte, über die Mineralien Ranit (Hydronephelit), Homilit und Eukrasit Mittheilungen publicirt. Auch N. Engström's Untersuchungen des Tritomit und des Erdmannit können in dieser Verbindung erwähnt werden.

Es dürften in der obenstehenden kurzen Uebersicht die vor meinen Untersuchungen bekannten Mineralien der pegmatitischen Gänge bei Laurvik, Fredriksvårn und dem Langesundfjord sämmtlich aufgezählt sein, ausser den wohl durch den Mineralienhandel bekannt gewordenen: Ainigmatit (A. Breithaupt 1866), Lithionglimmer (Fr. Johnstrup ca. 1880), endlich Mikroklin und Mikroperthit (J. Kloos 1884).

Durch meine, speciell für diese Arbeit ausgeführten Untersuchungen sind ausser den früher bekannten Mineralien noch folgende Species aus unseren Gängen bekannt geworden: Eisenglanz, Nordenskiöldin, Hambergit, Xenotim, Johnstrupit, Epidot, Calciothorit, Datolith, Muscovit, Stilpnomelan(?)*, Turmalin, Diopsid (und Salit), Låvenit, Hiortdahlit, Rosenbuschit, Arfvedsonit, Cappelinit, Melanocerit (Br. und Cleve), Karyocerit, Natronkateplekt, Perowskit, Eudidymit, Thomsonit, Weibyerit, Parisit.

Die Anzahl der aus den syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgängen der Küstenstrecke zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord bekannten »guten« Mineralspecies beträgt jetzt beinahe 75, eine Anzahl, welche dieselben zu einer der reichsten Gruppen von Mineralvorkommen, welche überhaupt existiren, macht; von diesen ca. 75 Species sind mehr als 20 bis jetzt ausschliesslich aus denselben bekannt; dazu kommt noch, dass 5 andere seltene Species hier zuerst entdeckt wurden.

Erinnern wir uns, dass auch die granitpegmatitischen Gänge der Küste Moss—Fredriksstad (östlich vom Christianiafjord), der Küste Kragerö—Grimstad (namentlich bei Arendal und Tvedestrand), ferner die altberühmten Eisenerzvorkommen der Umgegend von Arendal mit ihren zahlreichen Mineralien, weiter die altbekannten Silber-führenden Gänge von Kongsberg,

* Als Einschluss in dem sogenannten »Eisennatrolith«.

endlich die Apatit-führenden Gänge der Küste westlich von Langesund, — dass alle diese reichen und interessanten Mineralvorkommen ebenfalls ganz in der Nähe des Christianiagebietes (obwohl ausserhalb desselben in dem Sinne, in welchem diese Bezeichnung in vorliegender Arbeit gebraucht ist) gelegen sind, so dürfte gewiss ohne Uebertreibung behauptet werden, dass auch in mineralogischer Beziehung das Christianiagebiet mit seinen nächsten Umgebungen die wichtigste Gegend im ganzen Norden, ja eine der interessantesten der ganzen Erde sein dürfte.

Obwohl durch die Arbeiten früherer Erforscher des Christianiagebietes manche und mannigfache wichtige Einzelbeobachtungen über diese interessante Gegend vorlagen, und namentlich auch die Vertheilung der wichtigsten Gesteine und Formationen in grossen Zügen bekannt waren, als ich vor ungefähr 45 Jahren meine Untersuchungen der ganzen Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord begann, so zeigte sich doch bald, dass ein gründlicheres Studium dieser an geologischen Problemen grösster Bedeutung so reichen Gegend auf eine ganz detaillirte, neue und selbständige Durchforschung begründet werden müsste, wenn die vorliegenden Fragen gelöst werden sollten. Es zeigte sich ferner nöthig, diese Neuuntersuchung auf recht breiter Basis aufzubauen. Die Untersuchung der fossilienführenden paläozoischen Formationen und ihrer Contactmetamorphosen erforderte zuerst eine neue, sehr detaillirte Gliederung derselben, welche nur nach und nach durchgeführt werden konnte. Ich fing von unten an und habe Etage für Etage nach oben fortfahrend untersucht. Die genauen Aufnahmen für die Lösung dieser Aufgabe machten wieder eingehende Studien über die Faltungserscheinungen und die Spaltenverwerfungen nothwendig. Für das Verständniss der geologischen Geschichte der ganzen Landschaft erschien es ferner bald nöthig, die Altersverhältnisse der verschiedenen Eruptivmassen zu den Verwerfungen genau festzustellen, was wieder auf eine detaillirte Untersuchung der einzelnen Eruptivgesteine und ihre gegenseitigen Verhältnisse führte. Eigentlich als ein Nebenresultat der grossen Hauptaufgaben schenkte die reiche Natur bei dem Studium der Grenzverhältnisse der Eruptivgesteine diejenigen Ergebnisse, welche das Ziel der vorliegenden Arbeit ausmachen: die Erforschung der pegmatitischen Gänge der Augit- und Nephelinsyenite und ihrer Mineralien.

Die ursprüngliche Veranlassung zu dieser Arbeit war, dass ich auch das Studium der genannten Gänge und ihrer Mineralien gewissermassen als im organischen Zusammenhange mit der geologischen Untersuchung der ganzen Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord stehend auffassen muss; die Gänge mit ihren Mineralien bilden für mich ein

vereinzelttes Glied in der geologischen Geschichte der genannten Gegend in ihrer Gesamtheit. Es scheint mir deshalb auch geeignet, bei der Beschreibung der pegmatitischen Gänge mit ihren Mineralien die Aufgabe so zu fassen, dass mit einer kurzen Darstellung der geologischen Verhältnisse der Landschaft im Ganzen begonnen werden muss, um die speciell hier ausführlicher zu beschreibende Geschichte der Gänge in Zusammenhang mit jenen behandeln zu können und nicht aus dem natürlichen Rahmen gewaltsam herauszureissen.

Es soll deshalb im Folgenden als eine Einleitung zur Hauptaufgabe dieser Arbeit zuerst eine kurze Darstellung der geologischen Verhältnisse der Strecke zwischen dem See Mjösen und dem Langesundfjord und ein kurzes Résumé meiner bisherigen Untersuchungen über die in der genannten Gegend auftretenden Formationen und Eruptivgesteine gegeben werden.

Wie die Karten dieser Gegend zeigen, wird, wie erwähnt, der durch das Vorherrschen der versteinerungsführenden paläozoischen Formationen und einer Reihe dieselben durchsetzenden und theilweise überlagernder jüngerer Eruptivgesteine charakterisirte Landesstreifen zwischen Mjösen und dem Langesundfjord beiderseits von dem Grundgebirge begrenzt; bei dem Studium der Geschichte dieser Landschaft haben wir also zuerst folgende ihren Bau bildenden Glieder zu berücksichtigen: 1) das Grundgebirge, 2) die paläozoischen Formationen, 3) die diese durchsetzenden und theilweise überlagernden Eruptivgesteine.

1. Das Grundgebirge.

Da das Grundgebirge zum grössten Theile nur die Einrahmung unserer Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord bildet, interessieren uns hier eigentlich nur seine Grenzverhältnisse gegen die innerhalb der genannten Landstrecke auftretenden paläozoischen Formationen und gegen die Eruptivgesteine derselben.

In mehreren früheren Arbeiten *) habe ich ausführlich nachgewiesen, dass die Grenzlinien des Grundgebirges dieser Landstrecke zum grössten Theile nicht ursprünglich, sondern von secundärer Bildung sind, indem dieselben längs grosser Verwerfungslinien verlaufen, welche die geologische Begrenzung unserer Landstrecke ausmachen.

Nur ganz ausnahmsweise streichen die Verwerfungen auf eine solche Weise, dass kleinere Streifen von dem unterhalb der ältesten paläozoischen Schichten liegenden Grundgebirge auch innerhalb des durch die grösseren Verwerfungen abgegrenzten Senkungsgebietes fallen, wobei z. Th. hier und da die ursprüngliche Oberfläche des Grundgebirges, durch spätere Erosion entblösst, unterhalb der überlagernden Schichten hervorragen konnte; obwohl selbst ebenfalls eingesunken, bilden sie relativ zu den noch mehr eingesunkenen Umgebungen z. Th. horstähnliche Landstücke.

Von derartigen Stellen können hier erwähnt werden: bei Christiana der kleine Vorsprung der Klippe von Akershus; die Landzungen von Slemestad und Nærnsås in Røken, südwestlich von Christiania. Auch die Landzunge von Näsodden südlich von Christiania ist eine derartige Grundgebirgspartie. Ferner das Grundgebirge der rinnenförmigen engen Fjordpartie zwischen Drøbak und Filtvedt, an der Westseite des Christianafjords. Oestlich von Holmestrand in dem Ufersaume zwischen Ersvik und Sagene, und in Zusammenhang damit an den Inseln Mölen etc. in der Mitte des Christianafjords zwischen Moss und Holmestrand; etc. etc.

Mit diesen Ausnahmen tritt das Grundgebirge in dem hauptsächlich von paläozoischen Formationen und postsilurischen Eruptivgesteinen eingenommenen Landstreifen zwischen Mjösen und dem Langesundfjord innerhalb der grösstentheils von mir nachgewiesenen Verwerfungen nicht auf, sondern es bildet eben die Umgrenzung des innerhalb dieser grossen Verwerfungen eingesunkenen genannten Landstreifens.

Der Verlauf dieser grossen einrahmenden Verwerfungen ist von Christiana ausgehend folgender: N—S, von Oslo in der Stadt Christiana, längs dem Ostrande des Bundefjords (und wahrscheinlich weiter bis nach dem

*) »Ueber die Bildungsgeschichte des Kristianafjords«, *Nyt Mag. f. Naturv.* 30, 99 bis 231; ferner »Om Kristianafjordens Dannelse«, *Naturen* 1886.

Hallangspoll bei Dröbak); weiter längs der Ostseite des Christianiafjords bis zwischen Söstrene (Porphy) und Hvalör (Grundgebirge).

Im SO. ferner wahrscheinlich längs dem Küstenrande zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord im Meere ausserhalb der Küste; jedenfalls sind hier sicher Theile einer grossen Verwerfungslinie östlich von Nevlunghavn vorhanden.

In SW. mehrere, z. Th. eine bedeutende Anzahl paralleler Verwerfungen längs dem Langesundfjord*) und westlich von demselben in Bamle, bis nach dem Gjerpenenthal NW. von Skien, und von hier bis westlich von Luxefjeld, SW. von Kongsberg.

Längs der westnordwestlichen Begrenzung der Landstrecke eine grössere und mehrere kleinere parallele Verwerfungen ungefähr von Ravalsjö durch Hedenstad**), quer über das Laugenthal, weiter über Eker***), bei Vestfossen, bis nach Hougsund; von Hougsund bis nach dem südlichen Theile des Randsfjordes ist die Verwerfung nicht näher nachgewiesen. Hier aber und noch mehr weiter nördlich am Nordende des Einavand und in dem engen Thale des bei Gjövik in den Mjösen mündenden Hunselv ist ihr Verlauf sicher nachgewiesen†). Die letzten Ausläufer dieser grossen Verwerfungslinie sind noch an der Ostseite des Mjösen in dem Brumunthale, nördlich von Hamar vorhanden, wo ein kleines hübsch abgegrenztes Einsenkungsgebiet auf meine Veranlassung von H. Bäckström speciell untersucht und genauer beschrieben wurde††).

Von Mjösen muss wahrscheinlich eine Verwerfungslinie in NNO.—SSW.-licher Richtung über die Ebene Romerikes nach dem Christianiathale (bei Grorud bis Oslo ist sie deutlich) fortsetzen, lässt sich aber in dem hier von losen Massen bedeckten Terrain nicht genauer verfolgen; kleinere Parallelverwerfungen lassen sich aber am Rande der Eruptivmassen westlich derselben an mehreren Stellen nachweisen.

Innerhalb des auf diese Weise umgrenzten Streifens ist alles Land im



zerschnittenes Senkungsgebiet; seine Länge ist von NNO. nach SSW. ungefähr 230 km, seine Breite variirend von ungefähr 35 bis ungefähr 70 km. Das ganze eingesunkene Gebiet beträgt etwa 10 000 qkm, wovon mehr als die Hälfte von Eruptivmassen eingenommen ist.

Längs der Umgrenzung des eingesunkenen Gebietes findet man, wie zu erwarten, häufig und z. Th. über lange Strecken, dass die einrahmende Grenzfläche des Grundgebirges eine von stellenweise mächtigen Reibungs-breccien bedeckte Rutschfläche ist; ich habe derartige Breccien an vielen Stellen zuerst nachgewiesen. Als Beispiele, wo sie vorzüglich studirt werden können, mag auf den Westabhang des Ekeberges (gegenüber Rütli etc.), sowie auf das Bett des Hunselvs südlich von Gjøvik hingewiesen werden.

Die Grösse der Verwerfungen, von welchen die genannte Senkung sich schliesslich ableiten lassen muss, konnte in vielen Fällen bestimmt werden; sie ist natürlich verschieden, je nachdem wesentlich eine sehr grosse oder mehrere, jede für sich geringere, Verwerfungen vorhanden sind; streckenweise scheint das Einsinken auch ohne randliche Verwerfung vor sich gegangen zu sein (z. B. am Tyrifjord). Die Grösse der Hauptverwerfung bei Moss muss wenigstens ca. 3300 Fuss oder ca. 1030 Meter sein; in Hedenstad südlich von Kongsberg ist die grösste Verwerfung nach Corneliussen wenigstens ca. 1250—1450 Fuss oder ca. 420 Meter; am Hunselv muss sie nach meiner Beobachtung noch etwas mehr betragen; in SW. bei Porsgrund ist die grösste Verwerfung beinahe 3000 Fuss, ca. 950 Meter, die Senkung am Langesundfjord aber bedeutend grösser, da hier eine Reihe von Parallelverwerfungen vorhanden sind. Im Ganzen kann die genannte Senkung im mittleren Theile des Senkungsfeldes nicht wohl geringer als ca. 4000 Fuss oder ca. 1250 Meter sein; wahrscheinlich beträgt dieselbe aber stellenweise bedeutend mehr.

Ausserhalb, aber dann nur in der nächsten Nähe der grossen umrahmenden Verwerfungen, findet man an mehreren Stellen die ältesten fossilienführenden Schichten des Christianiagebietes noch auf dem Grundgebirge abgelagert; dies ist z. B. der Fall im SW., in Bamle westlich von Langesund, im westlichen Theile des Gjerpenthales, ferner im NW. auf Eker (bei Krekling bis Vestfossen etc.) an mehreren Stellen zwischen dem Tyrifjord und dem Randsfjord etc.

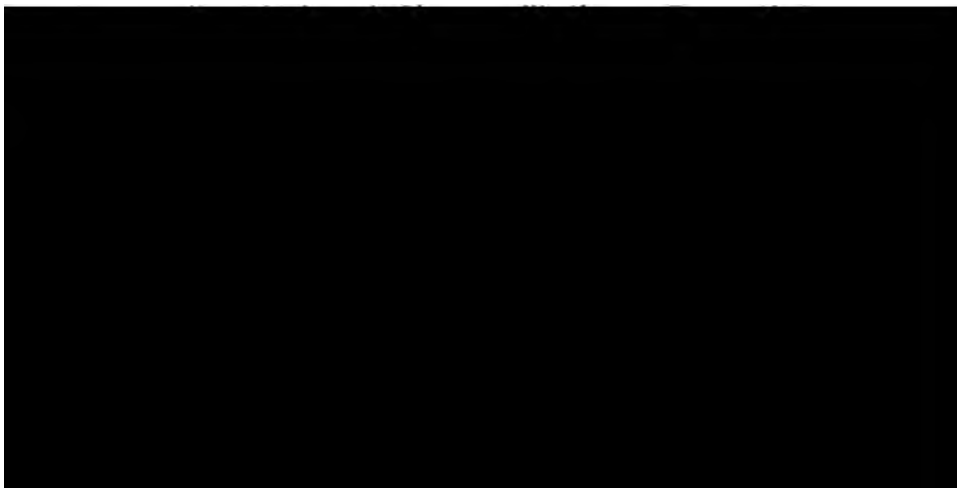
An diesen Stellen, sowie an den wenigen, wo umgekehrt Grundgebirgspartien innerhalb der Verwerfungslinien entblösst sind, sieht man, dass das Grundgebirge schon vor der Ablagerung der paläozoischen Formationen stark gefaltet und nachher erodirt war. Die Erosionsfläche ist an den Stellen, wo sie unterhalb der ältesten cambrischen Schichten dieser Gegend blossgelegt ist, über längere Strecken hin ziemlich eben, ungefähr wie eine alte Abrasionsfläche, oder höchstens flachhügelig.

2. Die paläozoischen Formationen des Christianiagebietes.

Auf der alten Abrasionsfläche des gefalteten Grundgebirges wurden die ältesten fossilienführenden Formationen abgelagert. Unten findet man im Christianiagebiete überall eine nur wenige Meter mächtige Ablagerung von Conglomerat und Sandstein ohne Fossilien, wahrscheinlich dem Olenellus-niveau nördlich von dem Christianiagebiete entsprechend; die ausserordentlich mächtigen fossilienfreien cambrischen Ablagerungen des centralen Norwegens finden sich im Christianiagebiete gar nicht.

Concordant auf dem Sandstein folgen die Alaunschieferetagen; zuerst die Paradoxidesschiefer, 1c und 1d*), dann die Olenusschiefer 2a, b, c, d, oben mit dem Dictyomaschiefer 2e abschliessend; dann die Uebergangszone zwischen der ersten und der zweiten silurischen Trilobitenfauna, der Kalk mit *Symphysurus incipiens*, Br. 3a α , der Ceratopygenschiefer (oder Bryograptusschiefer) 3a β , der Ceratopygenkalk, 3a γ . Nun folgt die ganze Mächtigkeit der zweiten silurischen Fauna, beginnend mit dem Phyllograptusschiefer 3b und der Reihe der Orthoceratitenkalkablagerungen 3c α , 3c β und 3c γ **), dann die mächtigen abwechselnd aus Schiefer- und Kalksteinzonen bestehenden Schichten der Etage 4, der Chasmops- und Trinucleus-etage***). Nun kommt die Uebergangszone zwischen der zweiten und der dritten silurischen Trilobitenfauna, der Kalksandstein des Christianiagebietes, als eine ca. 50 bis ca. 100 m mächtige Küstenbildung, Etage 5.

Ueber diesem folgt die ganze Mächtigkeit der Schichten der dritten silurischen Fauna (Obersilur), bestehend aus abwechselnden Kalk- und Schie-



Die gesammte Mächtigkeit dieser fossilienführenden Formationsglieder ist im Christianiagesbiete 2200 bis 2700 Fuss oder ung. 700 bis 850 m.

Ueber diesen jüngsten, vielleicht noch der Silurformation angehörigen, fossilienführenden Schichten (vielleicht sind die obersten derselben schon eigentlich devonisch) folgt ein grauer oder rother Sandstein, in welchem bis jetzt keine Fossilien gefunden wurden. Da derselbe ganz concordant auf seiner Unterlage abgesetzt ist, dürfte er mit einer an Gewissheit grenzenden Wahrscheinlichkeit als äquivalent mit dem devonischen »Old red sandstone« aufgefasst werden können. Seine Mächtigkeit ist bedeutend: 1000 bis 1200 Fuss oder ca. 320 bis 380 m. Der Sandstein schliesst noch oben in der Regel mit einer wenig mächtigen Conglomeratbildung ab; dieselbe ist vollkommen concordant mit dem Sandsteine verbunden*).

Die ganze Mächtigkeit dieser paläozoischen Formationen, zusammen also ca. 4000 bis 4200 m (3200 bis ca. 4000 Fuss), ist überall im ganzen Christianiagesbiete vollkommen concordant abgelagert.

*) Diese aus meinen neueren Beobachtungen hervorgehende Auffassung weicht von der von Kjerulf stets vertretenen ab; dieselbe ist von Bedeutung für das Verständniss des geologischen Baues des ganzen Christianiagesbietes und wird deshalb unten näher motivirt.

3. Die postsilurischen Eruptivgesteine des Christianiagebietes.

Zahlreiche Profile der Gegend von Christiania zeigen, dass oberhalb des genannten Conglomerates sich eine Reihenfolge von mächtigen Eruptivdecken ausgebreitet hat. Die ältesten dieser Decken sind, wie ich nachgewiesen habe, die sogenannten »Augitporphyre« Kjerulf's; da schon diese auf dem Conglomerate ruhen, sind demnach sämtliche Eruptivgesteine dieses Senkungsgebietes jünger als das jüngste Glied der genannten paläozoischen Formationen, welches wie oben erwähnt aller Wahrscheinlichkeit nach dem devonischen Old red sandstone entspricht.

Die ältesten Eruptivdecken, die sogenannten »Augitporphyre«, liegen ferner auf den obersten Schichten der paläozoischen Formationsreihe concordant abgelagert; bei Holmestrand und an mehreren anderen Stellen kann man beobachten, wie zwischen den einzelnen Bänken der ältesten basischen Decken noch dünne Sandsteinschichten conform eingelagert sind. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, dass die ältesten Eruptionen schon von dem Alter des Old red sind und dass die unten näher erwähnten Eruptivserien jedenfalls zum grossen Theile der Devonformation angehörig sein müssen.

Ich habe von den Eruptivgesteinen des Christianiagebietes eine Reihe von Jahren hindurch ein reichliches Material gesammelt und werde dieselben in einer besonderen Monographie, in Verbindung mit der Beschreibung der geologischen Verhältnisse des Christianiagebietes ausführlich bearbeiten; hier sollen deshalb nur die wichtigsten Ergebnisse meiner bisherigen vorläufigen Untersuchungen in äusserster Kürze zusammengestellt werden.

Hauptreihe A.

1. Reihe. Gabbrodiabase, Diabase, Diabasporphyrite, Labradorporphyrite, Augitporphyrite, Melaphyre, Spilite, Camptonite etc.

Die ältesten aller Eruptivgesteine auf der Strecke zwischen Mjösen und dem Langesundsfjord, welche noch jünger, als alle hier auftretenden fossilienführenden Formationen sind, sind basische Gesteine der Diabasfamilie (in weiterem Sinne).

Diese basischen Gesteine, deren mittlerer SiO_2 -Gehalt 45—47% beträgt, sind nur in ganz geringer Ausdehnung als echte abyssische Gesteine

entwickelt. Als solche treten sie aber doch, und zwar in sehr charakteristischer Ausbildung hübscher Lakkolithe in den schönen, über die weg-erodirte umgebende Silurformation aufragenden Felsenkuppen: Sölvsberget, Brandbokampen und Buhammeren, östlich von Randsfjord auf Hadeland auf; lose Blöcke des Christianagebietes scheinen auf noch andere, bis jetzt unbekannte Vorkommnisse zu deuten.

Das Gestein des Brandbokampens ist ein mittelkörniger bis oft fast grobkörniger Proterobas, welcher ausser dem sehr basischen Plagioklas und dem Pyroxen auch in reichlicher Menge braune basaltische Hornblende und braunen Biotit enthält; ausserdem kommt auch Titanit in ziemlich grossen Körnern und mit guter Krystallbegrenzung, an die Titanite der Syenite erinnernd, ferner Magnetit, Schwefelkies etc., sehr spärlich als Zwischenklemmungsmasse ein Feldspath ohne Zwillingstreifung (Orthoklas?) und als letzte Bildung Kalkspath vor. Der Pyroxen ist im Dünnschliffe violett (titanhaltig), zum Theil vor dem Feldspath gebildet, deshalb oft gegen diesen idiomorph begrenzt, zum Theil ist er auch in Hornblende umgewandelt. Der Plagioklas ist theils in Individuen mit breiten leistenförmigen Durchschnitten, theils mit unregelmässiger Begrenzung entwickelt.

Die Structur ist im Ganzen eine eugranitisch körnige Tiefengesteins-structur, mit der Modification, welche die Zusammensetzung bedingt.

Das Gestein des Sölvsberges ist ein eugranitischer Olivindiabas, bestehend aus Plagioklas, Olivin (grünlichgelb, hell durchsichtig, reichlich zugegen in kleinen resorbirten hypidiomorphen Körnern), Pyroxen (violett), Biotit, meist kranzförmig um die Erzkörner (Magnetit, Magnetkies, Schwefelkies) angeordnet; Apatit spärlich. In den Grenzvarietäten des Sölvsberges ist die Structur mehr rein ophitisch oder diabasartig, durch die Ausbildung des Plagioklases in Tafeln nach dem Brachypinakoid, welche zum Theil deutlich, parallel der Grenzfläche des Massivs angeordnet sind.

Dass diese und verwandte Gesteine echte abyssische Gesteine sind, geht nicht nur aus ihrem geologischen Auftreten als stockförmige oder lakkolithische Massen, welche rings herum von den theils durchbrochenen, theils gewölbförmig gehobenen, auflagernden Schichten der Silurformation umgeben sind, sondern auch aus ihrer in den centralen Varietäten eugranitischen, oft ganz grobkörnigen Structur, sowie endlich aus dem Umstande hervor, dass sie mit einer echten peripherischen Tiefencontactmetamorphose der umgebenden Silurschichten umrandet sind.

Die Mächtigkeit dieser Contactzone beträgt am Sölvsberge längs des einen Abhanges bis ungefähr 60 m, eine nicht geringe Mächtigkeit, wenn man die relativ unbedeutende Masse des Eruptivgesteines selbst in Betracht zieht. Die bei der Umwandlung der Silurschichten gebildeten Hornfelse, Kalksilicathornfelse etc. unterscheiden sich kaum von den in entsprechenden Gesteinen durch die Einwirkung von Syeniten und Graniten gebildeten

Contactumwandlungsproducten; nur sind Andalusit-reiche Hornfelse hier bei weitem häufiger, als es sonst im ganzen Christianiagebiete der Fall ist, was jedoch gewiss eher mit der ursprünglichen chemischen Zusammensetzung der betreffenden Silurschichten der Contactzone, als mit dem Umstande, dass die Contactmetamorphose einem diabasartigen Gestein zu verdanken ist, in Verbindung steht; übrigens ist reichliche Bildung von braunem Biotit (oft in mehreren Millimeter grossen Körnern) in den Schieferhornfelsen, Granat und hellgrüner Pyroxen in den Kalksilicathornfelsen auch hier gewöhnlich*).

In dem Proterobas des Brandbokampens beobachtete ich auch pegmatitische Gangbildungen mit recht grobkörniger Krystallisation; die zusammensetzenden Mineralien waren vorherrschend die basischen, Hornblende, Pyroxen, Plagioklas. Auch diese Diabaspegmatitgänge zeigen den Charakter dieser Gesteine als echter Tiefengesteine.

Die jetzt beschriebenen abyssischen Gesteine — welche zwischen den fast immer in einigem Grade (primär oder auch regionalmetamorph) umgewandelten Gabbrogesteinen einerseits und den nicht als Tiefengesteine ausgebildeten Diabasen andererseits eine Zwischenstellung einnehmen — bezeichne ich nach meiner Systematik als: »Gabbrodiabase« (Michel-Lévy's: »diabases granitoïdes«, siehe: »Sur les roches éruptives basiques cambriennes du Maçonnais et du Beaujolais, Bull. d. l. soc. géol. d. France 11, 273—302); das Gestein des Sölvsherges bezeichne ich also als: Olivvingabbrodiabas, dasjenige von Brandbokampen als Gabbroproterobas etc.

Kjerulf führte diese Gesteine ohne Weiteres als Gabbros auf und stellte dieselben mit den im Grundgebirge des südlichen Norwegens auf-

*) Die Contactzone des Sölvsherges studirte ich schon im Sommer 1886 zusammen mit meinen Schülern Herrn H. Bäckström und Herrn W. Ramsay: in Vorlesungen während des Herbstes in demselben Jahre machte ich speciell auf die Uebereinstimmung dieser Diabas-Contactzone mit den gewöhnlichen Syenit- und Granit-Contactzonen des Christianiagebietes aufmerksam, weshalb ich schon damals die Vermuthung aussprach, dass die namentlich aus dem Harze (Kayser, Lossen) und dem Ruhrthale (Schenck) beschriebenen abweichenden Contactmetamorphosen an Diabasgesteinen sich wahrscheinlich zum wesentlichen Theile als nicht durch Contactmetamorphose, sondern durch Regionalmetamorphose gebildet ergeben würden, eine Annahme, welche auch durch die neueren Untersuchungen Lossen's bestätigt worden ist (vergl. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1887, S. 308—312). Auch E. Cohen hat (Neues Jahrb. f. Min. 1887, Beil.-Bd. 5 aus Vollkranz und anderen Localitäten in Südafrika eine Reihe durch Diabas verursachte Contactmetamorphosen beschrieben, welche er mit den durch die Einwirkung der Granite hervorgebrachten Contacterscheinungen vergleicht.

Die längs des Diabas am Sölvsherge auftretenden Contactumwandlungen scheinen jedoch, im Vergleich mit den bis jetzt von anderen Gegenden beschriebenen Diabas-contactzonen, bei weitem viel durchgreifender gewesen zu sein, ich werde dieselben bei späterer Gelegenheit ausführlich beschreiben.

tretenden Gabbrogesteinen (Hyperite, Olivinhyperite etc., Norite u. s. w.) zusammen; er wurde hierdurch dazu verleitet, auch diese letzteren als postsilurisch anzusehen, was ganz sicher unrichtig ist*).

Das Alter dieser Gabbrodiabase ergibt sich daraus, dass sie (am Brandbokampen) von kleinen Gängen von augitdioritischen Gesteinen, welche unzweifelhaft einer unten näher erwähnten Reihe von Augitsyeniten (Akerite) angehören, durchsetzt werden.

Das Gestein des Brandbokampens dürfte zu den am meisten basischen Eruptivgesteinen des ganzen Christianiagebietes gehören; sein SiO_2 -Gehalt dürfte kaum viel über 40% sein.

Ein paar hundert Schritte von der Grenze des Gabbroproterobases am Brandbokampen fand ich beim Hofe Egge eine liegende, zwischen den Silurschichten injicirte, einige Meter mächtige Gangmasse, welche unzweifelhaft nach ihrem Vorkommen und ihrer Zusammensetzung eine Apophyse der nahe liegenden lakkolithischen Masse des Brandbokampens sein muss. Dies Gestein zeigt eine deutlich porphyrartige Structur durch grössere Einsprenglinge von brauner basaltischer Hornblende sowie untergeordnet von Pyroxen (stark umgewandelt in Serpentin und Kalkspath); die feinkörnige holokrystallinische Grundmasse besteht aus Plagioklas in leistenförmigen Durchschnitten, aus langen Säulchen von derselben braunen basaltischen Hornblende in grosser Menge, dagegen nicht aus Pyroxen, ferner aus Erzkörnchen, ein wenig Magnetkies, Schwefelkies, etc. Die Grundmasse ist, obwohl das Gestein meist sehr frisch aussieht, ziemlich reich an Kalkspath. Die Erzkörnchen sind tiefschwarz, zum Theil in grosser Ausdehnung in ein weisses Umwandlungsproduct (Leukoxen) zersetzt; es ist wahrscheinlich nicht nur ein titanreicher Magnetit, sondern auch Perowskit vorhanden.

Dies Ganggestein ist demnach ein typischer Camptonit. Aehnliche Camptonite finden sich auf Hadeland rings um die genannten Lakkolithe an mehreren Stellen, ausser bei Egge, z. B. auch bei Tidsle (N. von Bredberget) und selbst in weiterer Entfernung z. B. bei Espen (östlich von Mjösen, 4 Meilen östlich von Brandbokampen). Sie finden sich ferner auch in der näheren Umgegend Christianias (z. B. als Gang in Silur auf Langåren, Asker, auch lose Blöcke in der Nähe von Hestsundet bei Sundviken); auch östlich von Moss habe ich verwandte Camptonite an mehreren Stellen in losen Blöcken beobachtet (so in Rygge, auch bei Årboldsbråten, Vansjö etc.). Die einzelnen Vorkommnisse weichen von einander ein wenig ab, alle sind aber durch ihren vorherrschenden Gehalt an brauner basaltischer Hornblende (fast parallele Auslöschung!) sowohl in der Grundmasse als in den Einsprenglingen charakterisirt. Das Vorkommen von Egge und anderen Gängen auf Hadeland beweist unzweifelhaft, dass diese Camptonite

*) Vergl. »Udsigt over det sydlige Norges Geologi« S. 240—244.

keine dioritischen Lamprophyre sind, sondern dass sie als echte diabasische Lamprophyre, welche petrographisch und petrographisch absolut sicher mit diabasischen Gesteinen Gabbroproterobas verknüpft sind, aufgefasst werden müssen. Ein Uebergangsgestein, welches ich Camptonit-Proterobas nennen möchte, ist das früher von mir beschriebene Gestein^{*)} von Stemmestad-Odegården; die Structur nimmt bei diesem als eine injicirte Lagergangmasse auftretenden Gestein eine Zwischenstellung zwischen der mehr eugranitischen Structur des Gabbroproterobases im Brandbøkkampen und der Lamprophyrrstructur der Camptonite ein^{**)}.

Die Camptonite sind als durchsetzende Spaltengänge namentlich aus dem Grundgebirge bekannt; in den Schichten der Silurformation bilden sie öfters Intrusivgänge; überhaupt finden sich von dieser ältesten basischen Reihe postsilurischer Eruptivgesteine nur wenige Spaltengänge; es steht dies mit dem Verhältnisse in Verbindung, dass durchsetzende Spaltensysteme in den Schichten der paläozoischen Formationen überhaupt grösstentheils erst später ausgebildet wurden^{***)}, während sie im Grundgebirge schon früher vorhanden waren. Wir finden deshalb auch verwandte Ganggesteine, Augitporphyrite und Melaphyre, als Gänge in dem angrenzenden Grundgebirge an manchen Stellen (z. B. Oxenö, Moss, auch so weit südlich wie Strömstad in Schweden, seltener dagegen in der Silurformation (z. B. in der Nähe der Eisenbahnstation Asker, während zwischen den Schichten der paläozoischen Formationen injicirte Gänge dieser ältesten postsilurischen Eruptivgesteine charakteristisch sind: namentlich finden sie sich an der Basis der ganzen Formationsreihe (z. B. der genannte Camptonit-Proterobas von Stemmestad-Odegården SW. von Christiania; auch die in Strahistefels umgewandelten Gesteine von der Strecke Bognstrand-Ombordsnäs etc., entsprechende Gesteine von Sandsvår, südlich von Kongsberg etc.), aber auch höher hinauf in der Formationsreihe (auf den Inseln des Langesundfjords^{††)}, Kotholmen bei Holmestrand, hier in dem devonischen Sandsteine etc.; auch auf den Inseln des Christianiafjords^{‡‡)}, etc.).

Ueberhaupt spielen aber sowohl lakkolithische Tiefenmassen, als auch Intrusivgänge und Spaltengänge dieser ersten basischen Eruptivgesteinsreihe im Ganzen nur eine zurücktretende Rolle: in viel grösserer Verbrei-

^{*)} S. Die silur. Etagen 3 und 3, S. 302, 316—318.

^{**)} Eine weitere Beschreibung dieser interessanten Gesteine werde ich in meiner später erscheinenden Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebirges liefern.

^{***)} Vergl. meine Auseinandersetzung in »Spaltenverwerf. der Gegend Langesundskien«, Nyt Mag. f. Naturv. 28, 366 etc.

† Ueber die Contactmetamorphose dieser Gänge s. meine Darstellung in Spaltenverwerfungen etc. I c, S. 332—363.

‡‡ Hier u. a. auf Rambergö ein sehr eigenthümliches, der Kersantitreihe angehöriges Gestein mit centrischer Structur.

tung finden sich dagegen hierher gehörige Gesteine als Decken, als superficielle Gesteine innerhalb der ganzen eingesunkenen Landstrecke zwischen dem Langesundfjord und Mjösen.

Ueberall, wo die unmittelbare Unterlage dieser Decken beobachtet werden konnte, ruhen sie, wie oben erwähnt, auf den jüngsten paläozoischen Ablagerungen dieser Landstrecke, auf dem Sandsteine oder auf dem mit diesem zusammengehörigen Conglomerat, welches überall im ganzen Christianiagebiete den Absatz der paläozoischen Sedimente abgeschlossen hat; überall ruhen die Decken auch concordant auf diesen jüngsten Sedimenten. An mehreren Stellen (so namentlich bei Holmestrand) wechsel-lagern die untersten Bänke der Decken mit dünnen Sandsteinschichten, ein Beweis dafür, dass die Sedimentbildung noch nicht abgeschlossen war, als die ersten deckenförmigen Ströme sich ausbreiteten.

Diese Deckengesteine wurden von Kjerulf und anderen älteren Autoren unter der gemeinsamen Bezeichnung »Augitporphyre« zusammengefasst; schon L. v. Buch erwähnte mit Erstaunen den Uebergang in »Basalt«. Ein Theil dieser Gesteine sind nun auch echte Augitporphyrite mit oft ganz grossen Einsprenglingen von Pyroxen; im Allgemeinen sind sie jedoch dann auch reich an Olivin, oft auch in grösseren Einsprenglingen, und die Gesteine sind dann typische dunkelgefärbte Melaphyre; derartige Melaphyre finden sich z. B. in der Umgegend von Holmestrand an vielen Stellen, auch im südwestlichen Theile des Gebietes zwischen Gjerpen und Slemdal etc., mehr ausnahmsweise im Christianiathale. Andere Kjerulf-sche »Augitporphyre« sind olivinarme oder selbst olivinfreie »Labradorporphyrite« mit zahlreichen tafelartigen Einsprenglingen von Plagioklas, bisweilen von vielen Centimetern Grösse*); einige dieser Varietäten erinnern, besonders wenn die Plagioklastafeln epidotisirt sind (was im Gebiete des Alaunsee nördlich von Christiania häufig der Fall ist), lebhaft an den bekannten »porfido verde antico« von Marathonisi; oft sind diese Labradorporphyrite, welche von Kjerulf zum Theil als »Feldspathporphyre« charakterisirt und mit den Rhombenporphyren verwechselt wurden, mandelsteinartig (z. B. auf Gjelö bei Moss etc.).

In der Regel sind aber die »Augitporphyre« der Karten der norwegischen geologischen Untersuchung feinkörnige, makroskopisch oft nur undeutlich porphyrartige, dunkelgrün-schwarze oder auch etwas heller grün-graue Diabasporphyrite und Diabase oder Olivindiabasporphyrite etc. Eine Mandelsteinstructur ist namentlich in diesen äusserst allgemein, wobei die »Mandel« dieser Diabasmandelsteine in der Regel mit Grünerde und

*) S. die vortreffliche Figur in »Naturen«, Christiania 1884, S. 57 (Th. Kjerulf: »Porphyr med strömningsstruktur«).

Kalkspath, oft auch mit Epidot. Quarz, seltener auch mit Achat und anderen Mineralien gefüllt sind.

Bei Holmestrand und anderen Stellen findet sich eine äusserst merkwürdige Bank von einem Conglomerat-ähnlichen Gesteine, worin jedoch sowohl die oft kopfgrossen gerundeten Knollen, als der umgebende Kitt aus Gesteinen der »Diabasfamilie« Augitporphyriten, Labradorporphyriten etc. besteht; schon Leopold v. Buch hat diese Conglomerat-ähnlichen Bänke erwähnt.

Die ausserordentliche Mannigfaltigkeit dieser basischen Gesteine der ersten Eruptionsreihe ist zu gross, um hier auch nur eine ganz kurze Charakteristik derselben zu erlauben: ich werde deshalb ihre vollständige Beschreibung auf meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes versparen.

Die verschiedenen Gesteine der Decken wechseln in zahlreichen Bänken, die eine über der anderen. Die gesammte Mächtigkeit der Decken dieser basischen Gesteine, welche also mit Kjerulf's Bezeichnung auch hier als »Augitporphyrit« zusammengefasst werden sollen, obwohl dieser Name nur zum Theil zutrifft, ist an verschiedenen Stellen des Christianiagebietes recht wechselnd: bei Christiania selbst und auf Ringeriket beträgt dieselbe nur ca. 10—25 m. oder selbst weniger, bei Holmestrand stellenweise wohl ungefähr 100 m. bei Drammen vielleicht noch mehr etc.: wo die Mächtigkeit, wie bei Drammen, Holmestrand etc. bedeutend ist, kann man zahlreiche Bänke wechselnder Gesteinsvarietäten unterscheiden. Auch Tuffe und Breccien fehlen hier nicht.

Sämmtliche jetzt genannten Gesteine, die abyssischen Gabbrodiabase (Olivingabbrodiabase, Gabbroproterobase etc.), mit ihren ophitischen und pegmatitischen Grenzvarietäten, die intrusiven Lagergänge und die Spaltengänge von Camptonit-Proterobas, Camptonit, eigenthümlichem Kersantit, Augitporphyrit, Melaphyr etc., wie auch die deckenförmigen Melaphyre, Augitporphyrite, Labradorporphyrite, Diabasporphyrite, Diabase und Diabasmandelsteine (Spilite und Tuffe sind sämmtlich nur verschiedene Faciesbildungen einer längeren Reihe von Eruptionen basisch zusammengesetzter Gesteine: folgende Beispiele können die Zusammensetzung derselben erläutern.

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	47,00	47,93	45,75	48,79
TiO_2	2,30	—	2,95	—
Al_2O_3	15,20	8,94	13,40	16,43
Fe_2O_3	5,69	} 15,90	8,24	} 13,89
FeO	6,59		6,35	
MnO	0,26	—	0,24	—
MgO	8,76	11,20	7,29	5,33
CaO	12,60	11,32	12,05	6,48
Na_2O	} 0,46	1,05	} 1,33	4,53
K_2O		0,85		0,46
H_2O	0,30	1,39	1,75	(4,09)*
	99,16	98,58	99,32	100,00

- I. Olivingabbroproterobas, Sölvberg, Hadeland (Herr G. Särnström anal.).
- II. Gabbrodiabas, Buhammeren, Hadeland (Th. Kjerulf, Christiania-Silurbecken S. 23).
- III. Melaphyr, Holmestrand (Herr G. Särnström anal.).
- IV. Spilit, Holmestrand (Th. Kjerulf, l. c. S. 22).

Die Analysen I und III wurden für meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes von Herrn G. Särnström ausgeführt. Von Camptoniten der genannten Localitäten sind bis jetzt noch keine Analysen angestellt; dieselben dürften noch basischer sein.

Die Gesteine dieser ersten, basischen Eruptionsserie zeigten sich überall, wo ihre gegenseitigen Altersverhältnisse zu den paläozoischen Schichten und zu den übrigen postsilurischen Eruptivgesteinen des Christianiagebietes beobachtet werden konnten, als die ältesten aller postsilurischen Eruptivgesteine des Christianiagebietes.

Bei Holmestrand, wo die Melaphyr- und Augitporphyritdecken unmittelbar über den concordant unterliegenden Sandstein- und Conglomeratschichten hohe, vollkommen steile, unbesteigbare Felswände bilden — der Absturz des gewaltigen, plateauförmigen Porphyrgebietes, welches sich von hier ab nach Westen meilenweit verbreitet — habe ich an mehreren Stellen mächtige verticale Spaltengänge beobachtet, welche diese Decken durchsetzen, ohne jedoch durch die überlagernden Rhombenporphydecken oben auf dem Plateau fortzusetzen. Diese Spaltengänge bestehen zum Theil aus eigenthümlichen Uebergangsgesteinen zwischen den basischeren Diabasgesteinen und den etwas saureren Rhombenporphyren (Augitsyenitporphyren); einige derselben nähern sich mehr den letzteren, andere sind noch der Dia-

*) Glühverlust und CO_2 nicht direct bestimmt.

basfamilie angehörig; eine Analyse eines dieser letzteren, noch der Diabasporphyritreihe angehörigen Gesteins zeigt in chemischer Beziehung deutlich eine Zusammensetzung, welche zwischen derjenigen der Melaphyre und derjenigen der Rhombenporphyre liegt.

	I.	II.	III.
SiO_2	45,75	52,94	54,0
TiO_2	2,95	—	2,0
Al_2O_3	43,40	21,77	48,9
Fe_2O_3	8,24	3,47	} 7,8
FeO	6,35	4,30	
MnO	0,24	—	0,4
MgO	7,29	2,19	0,7
CaO	42,05	6,82	3,8
Na_2O	} 4,33	4,93	6,5
K_2O		2,54	3,9
H_2O	0,75	0,94	2,3
	<hr/> 99,32	<hr/> 99,84	<hr/> 100,3

I ist der oben erwähnte Melaphyr von Holmestrand (Särnström anal.).

II ist der denselben durchsetzende Spaltengang (G. Forsberg anal.).

III ist Rhombenporphyr vom Brumunthal (nach H. Bäckström l. c.).

Die Analysen I und II sind für meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagesbietes ausgeführt worden.

Entsprechend diesen Ganggesteinen, welche — ob sie der Rhombenporphyritreihe oder der Diabasporphyritreihe angehörig sind — immer weniger basisch als die »Augitporphyrite« und zugleich jünger als diese sind, finden sich unter den deckenförmigen Gesteinen, welche unmittelbar über den Augitporphyriten abgelagert sind, an mehreren Stellen (z. B. westlich von Holmestrand am Wege nach Kongsberg) selbst in ziemlich bedeutenden Massen Gesteine, welche durch ihre dunkle, relativ basische Grundmasse eine ähnliche Stellung als Uebergangsgesteine zwischen den Augitporphyriten und den Rhombenporphyren einnehmen: ich bezeichne derartige Gesteine als »Diabassyenitporphyre«.

2. Reihe. Basische Augitsyenite (Laurvikite), Glimmersyenite und Nephelinsyenite (Laurdalite) mit zugehörigen Grenz-, Gang- und superfiellen Gesteinen.

Im südwestlichen Theile der eingesunkenen Landstrecke zwischen dem Mjøsensee und dem Langesundfjord treten die auf dem devonischen Sand-

steine unmittelbar auflagernden deckenförmigen Gesteine der Diabasfamilie Augitporphyrite. Labradorporphyrite. Melaphyre etc. , welche oben erwähnt wurden, an manchen Stellen in Berührung mit den in dieser Gegend herrschenden Augitsyeniten: am besten sind die Grenzverhältnisse beider auf der Strecke zwischen dem Eidangerfjord und der Eisenbahnstation Birkedalen zu studiren. Die Augitsyenite zeigen sich überall durchgehend jünger als die Gesteine der Diabasfamilie, welche hier durch die Einwirkung der Augitsyenite eine durchgreifende, schon in früheren Arbeiten von mir theilweise vorläufig beschriebene Contactmetamorphose erlitten haben (s. oben S. 24 Anm.).

Die typischen Augitsyenite dieser Gegend wurden zuerst durch meine Untersuchungen näher bekannt *; sie bilden das herrschende Gestein der ganzen Küstenstrecke zwischen Tönsberg und dem Langesundfjord, auf einer Fläche von ca. 800 qkm.

In frischem Zustande ist der typische Augitsyenit im Allgemeinen hübsch perlgrau gefärbt, bald heller, bald etwas dunkler; einige Varietäten sind jedoch bedeutend dunkler bis schwarzgrün, mit einem Gabbro-ähnlichen Aussehen. In der Regel ist das Gestein ziemlich grobkörnig, mit eigenthümlicher Structur, welche dadurch entsteht, dass das bei weitem vorherrschende Mineral, der Feldspath, annäherungsweise wesentlich von den Formen $\{110\}00P$ und $\{201\}2P_{00}$ begrenzt ist, wodurch in allen Richtungen rhombische Durchschnitte resultiren: die auf diese Weise hypidiomorph begrenzten Feldspathindividuen liegen ganz dicht aneinander zusammengehäuft in theilweise subparalleler Anordnung, während die übrigen Gesteinsbestandtheile in untergeordneter Menge zwischen den Feldspathindividuen, in etwas kleinerem Korn ausgebildet, eingeklemmt erscheinen. Es ist also eine eigenthümliche Art eugranitischer Structur, welche namentlich durch die charakteristische hypidiomorphe Begrenzung des Feldspath bedingt wird: häufig ist die Structur jedoch weniger charakteristisch, mehr gewöhnlich eugranitisch isomer körnig.

Die diese Augitsyenite zusammensetzenden Mineralien sind vorzugsweise: Natronorthoklas (Kryptoperthit Brögger) oder Natronmikroklin Brögger (= Anorthoklas Rosenbusch), bald der erste (z. B. Laurvik), bald der letztere (z. B. Bollärene bei Tönsberg) vorherrschend oder allein vorhanden; dunkler, im Allgemeinen titanhaltiger Pyroxen der Diopsidreihe **) violette bis violettgraue und violettbraune Absorptionsfarben oder der Diopsid-Aegirinreihe (mit grünlichen Absorptionsfarben, alkalihaltig), häufig mit Diallag-Ausbildung: tief bronzebraun bis schwarz gefärbter, stark pleo-

* S. meine Beschreibung derselben in »Die silur. Etagen 2 und 3«, S. 352—373.

**) S. A. Merian, Neues Jahrb. f. Min. 1884, Beil.-B. 3, 352—343; diese Zeitschr. 11, 426.

chroitischer Biotit (Lepidomelan); braune Barkevikit-ähnliche Hornblende; in der Regel findet sich auch Olivin; ferner titanreicher Magnetit, bisweilen vielleicht auch Titaneisenerz; Apatit oft in ungewöhnlich grossen Krystallen meist reichlich; Zirkon; auch fehlt nur selten Nephelin (Eläolith) und ausserdem Sodalith (bisweilen findet sich auch Cancrinit), alle jedoch immer nur ganz untergeordnet. Dagegen fehlt fast immer Quarz vollständig; ebenso Plagioklas, ausgenommen dass Albit öfters in mikroperthitischer (und krypto-perthitischer) Verwachsung mit Orthoklas vorhanden ist.

Dies ist die Hauptzusammensetzung dieser Gesteine auf der ganzen Strecke zwischen Tönsberg und dem Langesundfjord. Im östlichen Theile dieses Gebietes ist das Gestein gewöhnlich röthlich, ziegelroth bis violett-roth, durch secundär abgesetzte Eisenerze, hier auch reicher an Natron-mikroclin, welcher oft der allein auftretende Feldspath ist, während die dunklen Mineralien weit spärlicher und Nephelin, Sodalith, oft auch Olivin hier fast gar nicht vorkommen. Im westlichen Theile, auf der Strecke zwischen Sandefjord und Arö, herrscht das typische graue Gestein; die zahl-reichen ungleichen Varietäten hier zu beschreiben, würde zu weit führen.

Ein zweites kleineres Gebiet verwandter Gesteine findet sich südlich von Kongsberg, z. B. in dem hohen Gipfel des Skrimfjelds (beinahe 900 m), hier in dunklen, gabbroähnlichen Varietäten.

Ich bezeichne alle diese Augitsyenite, welche die am meisten typischen Tiefengesteine der Augitsyenitreihe überhaupt repräsentiren, als Laurvikite; sie unterscheiden sich sowohl durch Structur als durch Zusammensetzung (namentlich durch das Fehlen des Plagioklas, durch das Vorkommen von Nephelin und Sodalith als accessorische Mineralien etc.) charakteristisch sowohl von den Monzoniten als von anderen Typen der Augitsyenitreihe.

In chemischer Beziehung zeichnen sich die Laurvikite ebenfalls charakteristisch aus; die Zusammensetzung wird aus folgenden Analysen hervorgehen.

	I.	II.	III.
<i>Si O₂</i>	56,85	57,12	58,88
<i>Al₂ O₃</i>	21,56	21,69	20,30
<i>Fe₂ O₃</i>	3,44	4,63	3,63
<i>Fe O</i>	4,44	3,65	2,58
<i>Mg O</i>	0,85	1,55	0,79
<i>Ca O</i>	5,26	4,03	3,03
<i>Na₂ O</i>	6,07	5,93	5,73
<i>K₂ O</i>	3,66	3,48	4,50
<i>H₂ O</i>	0,52	0,58	1,01
<i>P₂ O₅</i>	—	—	0,54
	99,35	99,66	100,99

I. Laurvikit, röthlich von Nötterö (G. Forsberg anal.).

II. Laurvikit, dunkler grau von Fredriksværn (G. Forsberg anal.).

III. Laurvikit, heller grau von Byrkoven, Laurvik (A. Merian l. c.).

Die Analysen I und II wurden für meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagesbietes ausgeführt.

An diese typischen, relativ basischen Glieder der Tiefengesteine der Angitsyenitreihe schliessen sich nun ganz nahe eine Anzahl anderer abyssischer Gesteine von derselben Küstenstrecke, wo die Laurvikite vorherrschend sind, an.

Unter diesen müssen zuerst augitführende Glimmersyenite erwähnt werden: dieselben treten namentlich in einem etwas grösseren Gebiete (ca. 45 qkm im Kirchspiele Bodum nordwestlich und westlich von Sandefjord, zwischen dem Laugenthale und dem See Gogsjø auf; local habe ich dieselben z. B. auch bei Nærlunghavn gefunden. In mineralogischer Beziehung unterscheiden sich die Glimmersyenite nur wenig von den Laurvikiten: man findet dieselben Mineralien, nur in anderen Mengenverhältnissen, indem namentlich der Glimmer mehr vorherrschend ist: doch scheinen Nephelin und Sodalith gewöhnlich zu fehlen: auch ist Titanit, welcher als primärer Bestandtheil in den Laurvikiten sehr selten erscheint, hier sehr häufig. Die Structur weicht von derjenigen der normalen Laurvikite dadurch ab, dass der Feldspath nicht mit hypidiomorpher Begrenzung nach $0P$ und $2P_{00}$ ausgebildet ist, sondern häufiger (durch hypidiomorphe Ausbildung nach $0P$ und $00P_{00}$ annäherungsweise reetanguläre Schnitte, wie in gewöhnlichen eugranitischen Syeniten, zeigt: auch ist der Feldspath häufig nicht nur Natronorthoklas und Natronmikroklin, sondern auch ein alkalireicher Oligoklas. Der Glimmer ist ferner häufig in grösseren Tafeln von vielen Quadratcentimetern Fläche auf mesostatische Weise ausgebildet, was bisweilen sehr eigenthümliche Structurformen giebt. Die chemische Zusammensetzung ist ebenfalls nahezu dieselbe, wie die der Laurvikite, wie aus der folgenden von Herrn G. Paikull für meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagesbietes ausgeführten Analyse zu ersehen.

SiO_2	55.48
TiO_2	2.38
Al_2O_3	17.44
Fe_2O_3	5.56
FeO	1.36
MgO	0.27
CaO	5.10
Na_2O	6.83
K_2O	5.48
H_2O	0.88
	<hr/> 100.48

Der Unterschied von den Laurvikiten ist, wie man sieht, nicht bedeutend; der Glimmer muss, wie der geringe *MgO*-Gehalt erweist, ein sehr eisenreicher Lepidomelan sein.

Uebrigens finden sich petrographisch alle Uebergänge von diesen Glimmersyeniten durch ähnlich struierte Augitsyenite in die typischen Laurvikite; der Unterschied ist in der That auch an den Grenzen beider so gering, dass die Glimmersyenite wohl eher als eine besondere Facies der Laurvikite, denn als eine durch ihr Alter getrennte Gesteinsart aufgefasst werden dürften; vielleicht sind die Glimmersyenite ein wenig jünger.

Ferner schliessen sich nahe an die Laurvikite auch noch an die merkwürdigen grobkörnigen bis fast grosskörnigen Nephelinsyenite, welche ich schon früher*) beschrieben habe; auch diese nehmen einen ungefähr 25 qkm grossen Flächenraum, aber westlich von dem Glimmersyenitgebiete, nämlich zwischen dem Laugenthale und dem See Farrisvand, ein.

Diese Nephelinsyenite sind in ihren typischen Varietäten durch eine Structur, welche sehr an diejenige der nahe verwandten Laurvikite erinnert, ausgezeichnet; gleichwie bei diesen rührt die eigenthümliche Structur auch hier von der hypidiomorphen Begrenzung des vorherrschenden Feldspath (Natronmikroklin oder Natronorthoklas) durch ∞P und $2P\infty$ her. Die auftretenden Mineralien sind in der Regel dieselben, wie bei den Laurvikiten, aber namentlich insofern in anderem Verhältnisse, als der Nephelin (Eläolith) und oft auch der Sodalith (welcher selten fehlt, bisweilen kommt auch Cancrinit vor) bei diesen Nephelinsyeniten ein wesentliches, nicht ein ganz untergeordnetes Mineral ist. Oft ist der Nephelin ausgebildet in grossen, selten bis faustgrossen Einsprenglingen, wodurch die Structur etwas porphyrrähnlich wird; in anderen Varietäten ist der Olivinegehalt sehr reichlich, wodurch wieder eigenthümliche Structurmodifikationen resultiren (z. B. Lysebøfjord). Häufig ist secundäre Bildung von Analcim, Natrolith und anderen Zeolithen, auf Kosten des Eläolith und des Sodalith gebildet (z. B. bei Bjerke im Laugenthale). Das Gestein ist im Ganzen über grosse Strecken ziemlich einförmig, aber doch local in ziemlich zahlreichen, von einander abweichenden Varietäten entwickelt; die Beschreibung dieser würde hier zu weit führen und muss auf meine Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes aufgeschoben werden.

Ich bezeichne diese grobkörnigen, echt abyssischen Nephelinsyenite mit ihren verschiedenen localen Varietäten mit dem gemeinsamen Namen: Laurdalite (nach Laurdal, dem Thale des Flusses Laugen, welcher östlich von Laurvik ausmündet); sie unterscheiden sich in allen Varietäten structuell, sowie zum Theil durch ihre Zusammensetzung von allen anderen bekannten Nephelinsyeniten.

*) Die silur. Etagen 2 und 3, S. 273—284.

In chemischer Beziehung zeichnen sich die typischen Laurdalite im Vergleiche mit den nahe verwandten Laurvikiten besonders dadurch aus, dass sie ärmer an Kieselsäure, dagegen reicher an Alkalien und Thonerde sind, wie folgende für meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes von Herrn G. Forsberg ausgeführte Analyse des typischen Laurdalit von Lunde zeigt.

SiO_2	54,90
Al_2O_3	22,54
Fe_2O_3	4,03
FeO	3,15
MgO	1,97
CaO	3,11
Na_2O	8,18
K_2O	4,72
H_2O	0,22
	<hr/> 99,82

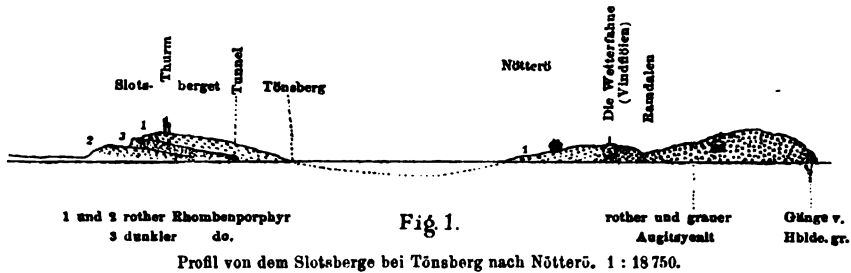
Am Hofe Ödegården, zwischen Gjona (im Laugenthale) und Lysebø (am Farrisvand) beobachtete ich in dem hier herrschenden Gesteine der Laurvikitreihe eine mächtige, durchsetzende Gangmasse von grobkörnigem typischen Laurdalit; dies zeigt, dass auch das ganze Hauptfeld des Laurdalit, wie übrigens auch die Beobachtungen längs seiner Grenzen andeuten, als eine durch den umgebenden Laurvikit durchsetzende Masse aufgefasst werden muss; der Altersunterschied beider dürfte jedoch nur unbedeutend sein. Was die gegenseitigen Altersbeziehungen betrifft, welche zwischen den Glimmersyeniten in Hedrum und den Laurdaliten stattfinden, so ist zu bemerken, dass Gänge von Nephelinsyenit, welche mit dem grossen Laurdalitmassiv in Verbindung stehen müssen, die Glimmersyenite durchsetzen.

Nachdem wir uns jetzt über die Beschaffenheit der in grösseren abysischen Massen auftretenden, relativ basischen Gesteine der Augit-Nephelinsyenitreihe, namentlich auf der Küstenstrecke zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord orientirt haben, wollen wir in grösster Kürze auch ihre Grenzfaciesbildungen und die wichtigsten zugehörigen Ganggesteine und superficiellen Gesteine erwähnen.

Die Grenzfacies der Laurvikite variirt recht wesentlich je nach der Beschaffenheit ihrer Grenzfläche.

In der Nähe von Tönsberg (auf Nötterø) findet man z. B. eine vollständige Serie petrographischer Uebergänge zwischen dem hier herrschenden violettrothlichen bis ziegelrothen (seltener, in frischem Gesteine grauen) eugranitischen Augitsyenit (hier kaum mehr nephelinführend und ganz arm an dunklen Mineralien) und den der Rhombenporphyrreihe angehörigen

rothbraunen Augitsyenitporphyren in der Umgegend Tönsbergs. Längs der Grenzfläche selbst sieht man, dass das abyssische Gestein in kleinen Adern und Gängen von oft halb porphyrtartigem, halb syenitischem Charakter durch die Bänke des ziegelrothen Rhombenporphyrs durchsetzt. Das Profil, Fig. 4, von dem hübschen Aussichtspunkte, dem Slotsberge bei Tönsberg, bis nach Vindflöien (»die Wetterfahne«) auf Nötterö zeigt, dass der Rhombenporphyr offenbar längs einer Spaltenverwerfung in die unterliegende, mit ihm genetisch zusammengehörende Syenitmasse eingesunken ist, während dieselbe noch flüssig war; ein wesentlicher Altersunterschied zwischen dem Rhombenporphyr und dem Augitsyenit kann, wie die vollständige petrographische Uebergangsreihe zeigt, nicht vorhanden sein, und die schliessliche Einsinkung muss wohl nur ziemlich unbedeutend gewesen sein (die vor der Eruption des Rhombenporphyr stattgefundene Einsinkung kann deshalb doch bedeutend gewesen sein).



Längs der Nordgrenze des grossen Augitsyenitgebietes findet man an mehreren Stellen, namentlich im Kirchspiele Kodal, einen ganz successiven, sowohl petrographischen als geognostischen Uebergang zwischen den hier herrschenden eigenthümlichen, rüthlich gefleckten Augitsyeniten selbst und den der Rhombenporphyrreihe angehörigen mächtigen Porphyrmassen nördlich von Kodal. Die unteren Theile dieser bankförmigen Massen scheinen keine ursprünglichen Decken zu sein, sondern erscheinen als reine Grenzfaciesbildungen des grossen Augitsyenitmassives selbst, welches mit seinen lakkolithischen Tiefenmassen bis zu seinen eigenen superficiellen Eruptivmassen aufgedrungen ist; die Uebergangsgesteine zwischen Augitsyenit und Rhombenporphyr sind wieder halbporphyrische Gesteine mit grösseren Krystallen des auf gewöhnliche Weise durch ∞P und $2P\infty$ begrenzten Feldspath, in einer ziemlich grobkörnigen, eugranitischen Grundmasse eingestreut; diese Grundmasse nimmt an Korngrösse ab und an Menge zu, je nachdem das Gestein mehr und mehr in Rhombenporphyr übergeht, bis schliesslich echte Rhombenporphyre resultiren *).

*) Wer muss hier nicht an die bewundernswerthen Beobachtungen L. v. Buch's

Da der Augitsyenit in Kodal und die mit diesem zusammengehörigen Rhombenporphyr sich durch gewisse Eigenthümlichkeiten von dem Augitsyenit bei Tönsberg mit den diesem entsprechenden Rhombenporphyren leicht unterscheiden, während andererseits Augitsyenit und Rhombenporphyr an jeder dieser Stellen, mit ihren besonderen charakteristischen localen Eigenthümlichkeiten bei beiden Structurtypen, in einander übergehen und durch alle Uebergänge verbunden sind, kann es kaum zweifelhaft sein, dass die porphyrtartige Ausbildung im Rhombenporphyr die regelmässige normale Entwicklung der Grenzfacies der Laurvikite repräsentirt; diese normale Ausbildung der Grenzfacies, welche die langsame, ungestörte Krystallisation beim Abkühlen des einmal aufgepressten Tiefenmagmas längs seiner Grenzfläche repräsentirt, scheint deshalb überall aufzutreten, wo nicht besondere störende Einwirkungen ungewöhnliche Grenzverhältnisse hervorgerufen haben.

Die chemischen Beziehungen des normalen rothen Augitsyenit der Laurvikitreihe von Nötterö und der Uebergangsgesteine in dem zugehörigen rothen Rhombenporphyr von Tönsberg geht aus einer für meine künftige Monographie über die Eruptivgesteine des Christianiagebietes von G. Forsberg ausgeführten Analysenreihe hervor.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	56,85	57,59	57,33	58,82	60,72
Al_2O_3	24,56	22,38	20,30	24,06	19,90
Fe_2O_3	3,44	3,09	4,95	3,26	3,56
FeO	4,44	0,78	4,03	0,70	0,85
MgO	0,85	2,34	4,93	4,38	4,25
CaO	5,26	3,23	2,67	3,03	2,75
Na_2O	6,07	6,44	6,05	6,83	6,24
K_2O	3,66	3,40	4,76	3,70	4,46
H_2O	0,52	0,70	0,68	4,26	0,64
	99,35	99,62	99,80	100,04	100,04

- I. Gewöhnlicher röthlicher eugranitischer Augitsyenit, Nötterö.
- II. Halbporphyrtartige Apophyse in Rhombenporphyr, Fagerheimåsen, Nötterö.
- III. Rhombenporphyr mit reichlicher grobkörniger eugranitischer Grundmasse, wenigen, nur hypidiomorphen Einsprenglingen; Grenzgestein bei Teie, Nötterö.

aus dem Anfange dieses Jahrhunderts denken? Er sagt: »Der Porphyr ist nur ein bis zur höchsten Feinkörnigkeit zusammengefallener Syenit, und dieser ein in seine Gemengtheile bis zur sichtbaren Grösse auseinander gezogener Porphyr.« (Reise n. Norwegen u. Lappland 1, 439.) So ist die Beweisführung des genetischen Zusammenhanges der porphyrischen und der eugranitischen Gesteine schon damals in klaren Worten dargelegt!

IV. Rhombenporphyr mit feinkörniger Grundmasse, vollkommen idiomorphen Einsprenglingen; Slotsberg, Tönsberg, oberste Bank.

V. Rhombenporphyr, dem vorigen vollkommen gleich aussehend; Grenzgestein von Vindflöien, Nötterö.

Der Unterschied der beiden äussersten Glieder dieser Serie ist, wie man sieht, nur gering; die Analysen ergeben nur eine unbedeutende Zunahme des SiO_2 -Gehaltes und eine geringe Abnahme des CaO -, vielleicht auch des Al_2O_3 -Gehaltes beim Uebergange von dem eugranitischen Tiefengestein zum porphyrischen Deckengestein.

Ganz verschieden von der normalen Grenzfacies der Rhombenporphyre sind die Grenzgesteine des Augitsyenitgebietes längs der Südwestgrenze desselben am Langesundfjord und dessen Fortsetzung Eidangerfjord und weiter nördlich durch das Thal der Eisenbahnlinie Eidanger-Birkedalen etc.; die hier auftretenden ganz abnormen merkwürdigen Grenzfaciesbildungen werden weiter unten ausführlicher erwähnt.

Intrusive Lagergänge oder zwischen den Schichten der Silurformation eingeschaltene Intrusivmassen sind in der Reihe des Augit-Nephelinsyenits bedeutend seltener, als in der ersten basischen Eruptivserie der Gesteine der Diabasfamilie; dennoch fehlen sie nicht. Hierzu muss in erster Linie die scheinbare Decke des von mir früher beschriebenen *) sogenannten Nærsnäsporphyrs von Røken, südlich von Christiania, gerechnet werden; seine Vorkommen im Thale von Nærnäs bis nach dem Bövand hin, ferner auf den Inseln Morbergholmen, Ramtonholmen, Høviksskjær bilden zerstreute Reste einer einmal zusammenhängenden grösseren Intrusivmasse. Es gehört dies Gestein zur Rhombenporphyrreihe; seine Grenzzone ist durch abweichende, syenitische Beschaffenheit ausgezeichnet.

Häufiger sind gangförmige Gesteine, welche den Laurvikiten in ihrer Zusammensetzung entsprechen. Analog der normalen Grenzfacies der Laurvikite sind auch die häufigsten zugehörigen Spaltengänge als Gesteine der Rhombenporphyrreihe ausgebildet, von welchen mehrere verschiedene Typen unterschieden werden können; einer der häufigsten ist der typische Rhombenporphyr von Tyveholmen in der Stadt Christiania **), welcher sowohl in chemischer und mineralogisch-petrogra-

*) Die silur. Etagen 2 und 3, S. 308—310; das Gestein wurde an dieser Stelle als eine wirkliche Decke beschrieben, ist in der That aber eine durch Erosion entblösste Intrusivmasse.

**) S. meine Beschreibung in «Die silur. Etagen 2 und 3» S. 290—308, wo ich die Zugehörigkeit dieses Gesteins zu den Augitsyenitporphyren bewies, im Gegensatz zu der von Mügge und Anderen behaupteten Auffassung desselben als ein Diabasporphyr; s. ferner Spaltenverwerfungen etc. I. c. S. 409; Bildungsgeschichte des Christianiafjords I. c. S. 70—72. Geol. kart over øerne v. Kristiania I. c. S. 10.

phischer, als wohl auch in geologischer Beziehung den typischen Laurvikiten entspricht. Diesem Gesteine, welches in dem Christianiathale und in der nächsten Umgebung von Christiania als mächtige, obwohl nicht sehr zahlreiche und auch nicht auf längere Strecken gerade verlaufende, durchsetzende Spaltengänge auftritt, schliessen sich sehr nahe an auch eine Anzahl anderer Rhombenporphyrgänge von nur wenig abweichender Gesteinsbeschaffenheit aus dem Christianiathale, sowie von Jevnaker (NB. hier mit Aegirin, Arfvedsonit, Zirkon etc.); unbedeutend abweichende Rhombenporphyre finden sich gangförmig ferner in der Nähe von Holmestrand, an mehreren Stellen in den älteren Augitporphyrit- und Melaphyrdecken aufsetzend. Auch im Laugenthale finden sich übrigens echte Rhombenporphyre als Spaltengänge an mehreren Stellen (z. B. bei Rien); sie weichen structurell etwas, obwohl nicht bedeutend von den echten Rhombenporphyren der Umgegend von Christiania und Holmestrand ab.

Ausser den gangförmigen Rhombenporphyren schliessen sich auch noch andere als Spaltengänge ausgebildete Gesteine den Laurvikiten an. Namentlich sind zu bemerken verschiedene Typen von syenitischen Lamprophyren, theils echte Minetten (Gang nördlich von Brathagen im Laugenthale), theils sehr eigenthümliche Hornblendeminetten (Langangsfjord etc.); sie treten als dunkle, feinkörnige Gänge in Laurvikit auf. Eine nähere Beschreibung dieser interessanten Gesteine würde hier zu weit führen. Auch die im Laurvikit selbst häufigen, ausserhalb desselben nur selten auftretenden feinkörnigen syenitischen und orthophyrischen Gänge können hier nicht näher besprochen werden.

Da die abyssischen Nephelinsyenite, welche oben unter dem Namen Laurdalite erwähnt wurden, mit den typischen Laurvikiten so nahe verwandt sind, so wäre zu erwarten, dass auch den Laurdaliten entsprechende Gesteine der Rhombenporphyreihe, also nephelinführende Rhombenporphyre vorkommen dürften. Dies ist nun auch der Fall. Durch die chemische Zusammensetzung eines dieser Gesteine auf die Spur geleitet, entdeckte ich, dass eine ganze Anzahl als zum Theil recht mächtige Gangmassen auftretende Vorkommnisse von Rhombenporphyr, namentlich aus der Umgegend von Laurvik und Sandefjord, in ihrer Grundmasse mehr oder weniger reich an Nephelin sind; zu diesen gehört namentlich der Rhombenporphyr von dem Vasviktunnel bei Laurvik (früher von O. Mügge, N. Jahrb. f. Min. 1881, 2, untersucht), dessen Grundmasse an dem früher übersehenen Nephelin recht reich ist. Zwei von G. Forsberg für meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes ausgeführte Analysen des Gesteines vom Vasviktunnel (I.) und des Ditroit von Brattholmen (II.) zeigen die nahe Uebereinstimmung dieser ganz verschieden aussehenden Gesteine.

	I.	II.
SiO_2	56,04	56,74
Al_2O_3	22,45	22,49
Fe_2O_3	4,06	} 3,40
FeO	3,28	
MgO	4,42	4,49
CaO	2,42	2,22
Na_2O	8,39	7,37
K_2O	5,03	5,87
H_2O	0,67	0,45
	<hr/> 400,46	<hr/> 99,70

Das Gestein des Vasviktunnels, welches ich mit seinen Verwandten als Nephelinrhombenporphyr bezeichnen will, ist ein ziemlich dunkel grauvioletttes Gestein mit feinkörniger Grundmasse, worin grössere grünlich-graue Einsprenglinge von Natronorthoklas und Mikroperthit liegen; seine gangförmige, in Laurvikit aufsetzende Masse ist zweifelsohne als eine Apophyse des grossen Laurdalitgebietes auf der östlichen gegenüberliegenden Seite des Sees Farrisvand zu betrachten; der zum Vergleich angezogene Ditroit von Bratholmen ist ein eugranitisch mittelkörniges Gestein von ganz abweichendem Aussehen, ebenfalls eine mächtige Gangmasse auf Bratholmen am Landgangsfjord in Laurvikit bildend*).

Die Nephelinrhombenporphyre unterscheiden sich von den gewöhnlichen Rhombenporphyren wesentlich durch ihre nephelinführende Grundmasse. In den letzteren wurde Nephelin bis jetzt nicht mit Sicherheit beobachtet; doch scheinen mir gewisse faserige Zersetzungsproducte, welche in den eckigen Zwischenräumen zwischen den Feldspathleisten der Grundmasse gewisser der gewöhnlichen Rhombenporphyre vorkommen, vielleicht am besten als Umwandlungsproducte von Nephelin gedeutet werden zu können**).

Die meisten Gangmassen, welche den Laurdaliten entsprechen, sind aber nicht als Nephelinrhombenporphyre entwickelt; ausser diesen gangförmigen Aequivalenten kommt noch eine ganze Anzahl anderer Gangtypen vor.

Einen seltenen Typus eines merkwürdigen Nephelinporphyrs (Nephelinsyenitporphyrs), welcher gewiss gangförmig auftritt, obwohl ich denselben bis jetzt nur in losen Blöcken kenne, bildet ein porphyrtartig struirtes Gestein vom Laugenthal mit grösseren Nephelin- (Eläolith-)Einsprenglingen in einer eugranitischen, mittelkörnigen Grundmasse; ich beschrieb dieses Gestein, welches ein ganz unzersetzter Verwandter der grönländischen sogenannten Gieseckitporphyre darstellt, ausführlich schon

*) S. Die silur. Etagen 2 und 3, S. 280.

**) Siehe H. Bäckström, Rhombenporphyr aus dem Brumunthale l. c. S. 40.

früher (Die silur. Etagen 2 und 3, S. 277—278); seine chemische Zusammensetzung nähert sich derjenigen des typischen Laurdalit (siehe unten).

Die grösseren Gangmassen, welche den Laurdaliten entsprechen, sind nun aber weder als Nephelinrhombenporphyre, noch als Nephelinporphyre entwickelt, sondern zeichnen sich durch eine eugranitische, isomer körnige Structur aus; als Beispiele dieser Gesteine kann die soeben erwähnte mächtige (mehrere hundert Meter) aufsetzende Masse von Bratholmen am Landgangsfjord genannt werden. Ich möchte derartige Gesteine, welche sich von den Laurdaliten durch die, für normale Granitite und Syenite gewöhnliche, eugranitische Structur mit einigermaßen isomerer, hypidiomorpher Begrenzung der Körner des Feldspath, Nephelin etc. auszeichnen, durch den Namen *Ditroite* bezeichnen*). Derartige Gesteine, welche in der Grenzzone am Langesundfjord eine wichtige Rolle spielen, werden weiter unten ausführlicher besprochen.

Weniger mächtige und durch mehr hervortretende Gangspaltenform charakterisirte Vorkommnisse von nephelinsyenitischen Ganggesteinen zeichnen sich durch eine ausgesprochen trachytoide Structur aus; dieselbe ist durch die hervortretende Tafelform der Feldspäthe nach {010} bedingt; der Feldspath selbst ist bei diesen Ganggesteinen bei weitem vorherrschend ein Mikropertit. Für derartige trachytoidisch struirte Nephelinsyenite möchte ich, ganz abgesehen von ihrer speciellen Zusammensetzung, nach meiner Systematik die Bezeichnung *Foyaite* fixiren**). Die meisten südnorwegischen Vorkommen zeichnen sich durch einen vorherrschenden Gehalt entweder von Aegirin oder Lepidomelan, oder dieser beiden Mineralien unter den dunklen Gesteinsbestandtheilen aus, während Hornblendemineralien und der gewöhnliche der Diopsidreihe angehörige Pyroxen der Nephelinsyenite dieser Gegend entweder ganz untergeordnet sind oder fehlen. Nephelin und Sodalith sind oft beide reichlich da. Titanit ist sehr verbreitet als accessorischer Bestandtheil; auch seltene Mineralien, wie Pyrochlor etc. fehlen bisweilen nicht***).

Derartige Aegirin *foyaite* und Glimmer *foyaite* finden sich als Gänge von oft nicht unbedeutender Mächtigkeit und oft ziemlich grobkörnig,

*) Es soll dieser Name keine Aehnlichkeit mit dem Hauptgesteine von Ditro andeuten; ich finde es aber nöthig, die charakteristischen, eugranitisch isomer körnigen Nephelinsyenite zum Unterschiede von anders struirten Nephelinsyeniten durch eine bestimmte Benennung auszuzeichnen, und wählte dazu einen der schon in der Literatur gebräuchlichen Namen.

**) Es soll wieder dieser Name keine Aehnlichkeit mit bestimmten Gesteinstypen von Foya bezeichnen; es ist nur das Bedürfniss eines bestimmt fixirten Namens für die trachytoidisch struirten zum Unterschiede von anders struirten Nephelinsyeniten, welches bewirkt hat, dass ich wieder einem der gebräuchlichen Namen für nephelinsyenitische Gesteine eine bestimmt fixirte Bedeutung beilegen möchte.

*** S. Die silur. Etagen 2 und 3, S. 278—280.

mit ausgeprägter trachytoider Fluidalstructur, namentlich an verschiedenen Vorkommnissen im Laugenthale und weiter östlich im Kirchspiele Hedrum, als Ausstrahlungen von dem grossen Laurdalitmassiv. Dass sie, obwohl sie nicht nur durch ihre Structur und mineralogische Zusammensetzung, sondern auch in chemischer Beziehung nicht unbedeutend von den Laurdaliten abweichen, dennoch innig mit diesen zusammengehören, wird am besten dadurch bewiesen, dass sie nicht nur als selbständige Spaltengänge, sondern bisweilen auch als Grenzfacies von Laurdaliten auftreten. Dies Verhältniss beobachtete ich nämlich bei dem mächtigen oben erwähnten Gange von Laurdalit beim Hofe Ödegården im Kvelle Kirchspiel; die Seitenpartien dieser Gangmasse bestehen nämlich aus typischem, trachytoid struirtem Foyaït, die Hauptmasse des Ganges dagegen aus typischem, durch grosse Eläolithkrystalle porphyrartig aussehendem, sehr grobkörnigem Laurdalit. Auch in der Grenzzone der Ditroitmasse Bratholmens am Eingange zum Landgangsfjord besitzt das hier feinkörnigere Gestein die gewöhnliche trachytoide Foyaïtstructur.

Es ist von Interesse, dass in Hedrum zusammen mit den eläolithreichen trachytoiden Foyaïten sich auch eläolitharme bis eläolithfreie syenitische Gesteine mit genau entsprechender trachytoider Structur vorfinden; ich werde die Beschreibung dieser Gesteine (Hedrumite) auf meine künftige Monographie versparen.

Während die als Nephelinrhombenporphyre, Nephelinporphyre, Ditroite und Foyaïte ausgebildeten gangförmigen Aequivalente der Laurdalite noch immer recht bedeutende Massen bilden können, sind die ganz kleinen, nur ein Meter oder noch weniger mächtigen Gänge entsprechender Zusammensetzung als makroskopisch vollkommen dichte Gesteine mit tiefgrüner Grundmasse, worin nur spärliche Einsprenglinge von Feldspath eingestreut, ausgebildet. Die Grundmasse selbst besteht in der Regel nur aus Feldspath, Nephelin und Aegirin in grünen Stäben und Nadelchen. Diese schon der Phonolitreihe angehörigen Ganggesteine können mit dem von Rosenbusch für ähnliche brasilianische Gesteine vorgeschlagenen Namen: *Tinguaïte* bezeichnet werden. Sie finden sich ziemlich selten in Hedrum (im Walde bei Asbjørnsrød und in losen Blöcken); die mir hier bekannten Vorkommen sind reine Aegirintinguaïte, entsprechend den Aegirinfoyaïten des Laugenthales und in Hedrum. Von einem, dem Glimmerfoyaït des Laugenthales entsprechenden Glimmertinguaït erhielt ich durch die Freundlichkeit des Herrn Professor Andrae in Heidelberg (durch die Vermittelung von Prof. Rosenbusch) eine Probe von Kvelle Kirchspiel.

Die chemische Zusammensetzung der verschiedenen Gangtypen von nephelinsyenitischen Gesteinen verglichen mit dem Laurdalit ergibt sich aus folgender Zusammenstellung der Analysen, welche ich für meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes ausführen liess.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO_2	54,90	50,99	56,71	56,04	55,50	56,58
TiO_2	—	—	—	—	0,50	—
Al_2O_3	22,54	24,66	22,49	22,15	22,45	19,89
Fe_2O_3	4,03	2,33	} 3,40	4,06	4,03	3,48
FeO	3,15	2,21		3,28	4,32	0,56
MnO	—	—	—	—	—	0,47
MgO	4,97	4,54	4,49	4,42	0,47	0,43
CaO	3,44	2,43	2,22	2,42	4,60	4,40
Na_2O	8,18	11,36	7,37	8,39	10,74	10,72
K_2O	4,72	4,39	5,87	5,03	5,48	5,43
H_2O	0,22	0,63	0,45	0,67	0,96	1,77
	99,82	100,24	99,70	100,16	100,05	99,83

- I. Laurdalit, Lunde (G. Forsberg anal.).
- II. Nephelinporphyr, Block, Laugenthal (desgl.).
- III. Ditroit, Bratholmen; Landgangsfjord (desgl.).
- IV. Nephelinrhombenporphyr, Vasvik bei Laurvik (desgl.).
- V. Foyaït, Brathagen, Laugenthal (desgl.).
- VI. Aegirintinguait, Asbjørnsrød, Hedrum (G. Pajkull anal.).

Mit Ausnahme des Nephelinporphyrs sind somit nach den Analysen sämtliche Ganggesteine kieselssäurereicher, als das Gestein des Hauptmassives; entsprechend scheinen sie auch etwas reicher an Alkalien, namentlich Kali, dagegen etwas ärmer an Eisenoxyden, Kalk und Magnesia.

Analog der normalen Grenzfacies der Laurvikite, welche mit porphyrartiger Ausbildung als Rhombenporphyre in verschiedenen Varietäten entwickelt ist, bestehen auch die entsprechenden superficiellen Gesteine, welche auf grossen Strecken über den oben erwähnten Augitporphyriten und Melaphyren mächtige Decken bilden, namentlich westlich vom Christianiafjord und zwischen dem Christianiathale und dem Tyrifjord, aus ganz ähnlichen Porphyrgesteinen. Diese können, obwohl eine grosse Anzahl ungleicher Varietäten vorgefunden werden, welche hier in dieser sehr zusammengedrängten Darstellung nicht berücksichtigt werden können, unter dem gemeinsamen Namen Rhombenporphyre zusammengefasst werden, indem ich jedoch ausdrücklich bemerken muss, dass dieser Name nicht auf alle hierhergehörigen Deckengesteine passt*).

*) Es sind diese Gesteine die Rhombenporphyre und Rectangelporphyre L. von Buch's, die rothen und braunen Feldspathporphyre Th. Kjerulf's etc.; Kjerulf (und nach seinem Vorgange ich selbst in: Die silur. Etagen 2 und 3 etc.) brauchte gewöhnlich den Namen Rhombenporphyr ausschliesslich für die gangförmigen entsprechenden Gesteine (in Kjerulf's früheren Arbeiten als »Melaphyre« bezeichnet), wozu aber

Ueberall wo die Rhombenporphyre mit den genannten deckenförmigen Gesteinen der ersten, basischen Eruptionsserie (Melaphyre, Augitporphyrite, Labradorporphyrite, Diabasporyhyrite etc. etc.) in Berührung kommen, setzen sie entweder gangförmig durch dieselben, oder sie sind als gewaltige Decken über denselben ausgebreitet. Die ausgezeichneten Profile in oft mehrere hundert Fuss hohen steilen Wänden, von Bärum und Asker bei Christiania, von Lier und Ringeriket, von Holmestrand etc. zeigen dieses Altersverhältniss absolut constant.

Die Rhombenporphyre entsprechen den Laurvikiten; charakteristisch ist deshalb auch bei ihnen in der Regel die Begrenzung der Einsprenglinge von Natronmikroklin (oder seltener Natronorthoklas) durch die Formen ∞P und $2P\infty$, wodurch die rhombischen Durchschnitte erhalten werden; häufig ist auch eine Begrenzung derselben durch $\infty R\infty$ und $2P\infty$, sowie ∞P und $\infty P\infty$ als vorherrschende Formen; doch kommen auch andere Combinationen, welche nicht rhombische Durchschnitte geben, vor; dagegen zeigen die meisten aus Orthoklas bestehenden Feldspathkörner der Grundmasse kurz rectanguläre Durchschnitte. In einigen Varietäten finden sich auch Einsprenglinge eines sauren Plagioklases (Oligoklas). Manche Varietäten zeigen eine ausgezeichnete Mandelsteinstructur, mit von Kalkspath etc. erfüllten Mandeln. Eine genauere petrographische Beschreibung der deckenförmigen Rhombenporphyre muss auf meine künftige Monographie erspart werden.

In chemischer Beziehung nähern sich die Rhombenporphyre den Laurvikiten; doch scheinen sie nach den vorliegenden Analysen*) etwas ärmer an Thonerde und reicher an Eisenoxyden als diese zu sein.

Diese als Rhombenporphyre (Kjerulf's Feldspathporphyre zum Theil) zusammengefassten deckenförmigen Gesteine sind auf der eingesunkenen Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord im Ganzen über ungefähr 1400 qkm als herrschende Gesteine verbreitet. Die grossen Porphyrgelände, wo diese Rhombenporphyre mit den unterlagernden basischeren Decken herrschen, bilden, wie ich schon in früheren Arbeiten hervorgehoben habe, überall im Verhältniss zu ihren Umgebungen stärker eingesunkene Landstücke, und repräsentiren dort, wo diese Porphyre im Niveau des Meeres liegen, die am tiefsten eingesunkenen Partien des ganzen Senkungsgebietes.

Es muss übrigens schon hier bemerkt werden, dass die deckenförmigen

kein Grund vorliegt. Ich habe deshalb auch in meinen neueren Arbeiten den Namen »Rhombenporphyre« für porphyrtartige Aequivalente der Laurvikite überhaupt gebraucht.

*) Siehe Th. Kjerulf: »Christiania Silurbecken«, S. 29 u. 30, wo Analysen des gangförmigen Rhombenporphyrs von Riis und des deckenförmigen von Vettakollen mitgetheilt werden; H. Bäckström's Analyse des deckenförmigen Rhombenporphyrs von Brumun wurde schon oben mitgetheilt.

Syenitporphyre der Porphyrgelände nicht ausschliesslich den Laurvikiten entsprechen; gewiss sind sie theilweise auch die superficiellen Aequivalente anderer augitsyenitischer Tiefengesteine, welche unten näher besprochen werden sollen.

Die gesammte Mächtigkeit dieser Syenitporphyrdecken verschiedener Art, welche westlich von Holmestrand, auf Ringeriket etc. wohl wenigstens 100 bis 150 m, zum Theil gewiss noch mehr ausmacht, zeigt deshalb auch an den steilen Wänden der Abstürze dieser gewaltigen Porphyrgelände von der einen Bank zur anderen nicht unbedeutende Variationen, nicht nur in mineralogischer Zusammensetzung und Structur, sondern, innerhalb engerer Grenzen, auch in der chemischen Zusammensetzung.

Das Vorkommen von gang- und deckenförmigen Rhombenporphyren im Christianiathale selbst, wie überhaupt in dem mittleren Theile der eingesunkenen Landstrecke des Christianiagebietes, macht es höchst wahrscheinlich, dass auch die entsprechenden abyssischen Gesteine hier auftreten müssen; in der That habe ich auch im Christianiathale in losen Blöcken theils Gesteine der Gabbroreihe, welche sehr nahe mit den Laurvikiten verwandt scheinen, theils auch ziemlich typische Laurvikite vorgefunden, welche zeigen, dass irgendwo in dem grossen von Eruptivmassen eingenommenen Wald- und Felsengebiet nördlich von Christiania derartige Gesteine wahrscheinlich auch anstehen müssen, obwohl ich sie bisher in festem Felsen nicht gefunden habe. Wie viel von, den Rhombenporphyren entsprechenden, Tiefengesteinen unterhalb der grossen Porphyrdecken selbst verborgen sein kann, ist natürlich unmöglich zu wissen.

3. Reihe. Saurere quarzführende Augitsyenite (Akerite) mit zugehörigen Grenz-, Gang- und superficiellen Gesteinen.

Die immer ziemlich grobkörnigen Laurvikite (mit ihren verwandten abyssischen Gesteinen, den Glimmersyeniten und den Laurdaliten), sowie die denselben entsprechenden Gang- und Deckengesteine sind sämmtlich ziemlich basische Gesteine, mit einem SiO_2 -Gehalt, welcher bei den Laurvikiten im Mittel ungefähr 57% beträgt, während er bei den Laurdaliten bedeutend niedriger ist; dagegen ist der Alkaligehalt hoch, nämlich durchschnittlich ca. 9,5 bis 10,5%, bei den Nephelinsyeniten bedeutend höher, ca. 13 bis ca. 16%. In guter Uebereinstimmung mit dieser Zusammensetzung sind die echten Laurvikite sowie die entsprechenden Gang- und Deckengesteine in der Regel quarzfreie, dagegen häufig nephelinführende Gesteine.

Sicher jünger als diese Gesteine der zweiten Eruptionsserie sind nun gewisse andere Vorkommnisse von Augitsyeniten mit ganz abweichendem Typus; es sind Gesteine, welche im Vergleiche mit den Laurvikiten in bei

weitem geringeren Massen und in geringerer Verbreitung auftreten; sie sind nur ausserhalb des Laurvikitgebietes der Küstenstrecke zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord bekannt.

Diese Gesteine sind bei weitem weniger scharf abgegrenzt, als die Laurvikite und die mit diesen zusammengehörigen Gesteinsgruppen; sie sind auch in ihrer Zusammensetzung und Structur viel weniger constant und haben im Ganzen das Gepräge einer Uebergangsgruppe.

Von den Laurvikiten unterscheiden sich die Gesteine, welche ich in dieser Uebergangsserie zusammenfassen will, in ihren echt abyssischen Varietäten structurell durch eine normale, isomer eugranitisch körnige Structur, wobei die Ausbildung des Feldspath auf annäherungsweise rectangularäre Durchschnitte führt; in der hypidiomorphen Begrenzung sind also OP und $\infty R\infty$ vorherrschende Formen; derartig ist die Structur z. B. in dem Lakkolith von Foss (südlich von Tuft), weniger deutlich in demjenigen von Ramnäs. An den meisten Vorkommnissen hat die Erosion indessen nur die alte Oberfläche der Lakkolithe entblösst und ist nur unbedeutend in deren Inneres selbst eingedrungen. Man findet deshalb auch an derartigen Vorkommnissen (bei Christiania, auf Ringeriket) in der Regel nicht echt eugranitische Gesteine, sondern gewöhnlich nur Grenzgesteine, theils mit einer Structur, welche wohl am nächsten der Structur mancher Augitdiorite oder z. Th. der Aplitstructur der Granite entspricht, theils mit rein porphyrtartigen Structurformen, welche Modificationen indessen in beiden Fällen von den Grenzfaciesbildungen der Laurvikite vollkommen verschieden sind.

Was die Zusammensetzung betrifft, so unterscheiden sich diese Gesteine wesentlich von den Laurvikiten dadurch, dass neben Orthoklas auch zugleich mehr oder weniger reichlich Plagioklas in dieselbe eingeht, ferner durch einen oft reichlichen Gehalt von braunem Biotit als vorherrschend unter den dunklen Mineralien, durch die Ausbildung des in der Regel diopsidähnlichen (oder der Diopsid-Aegirinreihe zugehörigen), im Dünnschliffe grünlichen Pyroxen mit mehr idiomorpher Begrenzung, dadurch dass immer Nephelin und Sodalith, fast immer auch Olivin fehlen, wogegen umgekehrt Quarz fast nie fehlt, obwohl er häufig nur in geringer Menge vorhanden ist.

Entsprechend ihren geringeren Massen sind diese Gesteine in der Regel bei weitem feinkörniger, als die gewöhnlichen Laurvikite; sie nähern sich bisweilen ein wenig den Monzoniten, obwohl sie auch von diesen, namentlich durch ihren charakteristischen Quarzgehalt, bedeutend abweichen; etwas näher verwandt sind sie vielleicht mit den von Hawes beschriebenen Augitsyeniten von Jackson und Columbia, New Hampshire, obwohl sie, nach der Beschreibung dieser, auch von ihnen zu abweichend scheinen, um mit denselben vereinigt werden zu können. Da es mir be-

quem und nothwendig schien, die betreffenden augitsyenitischen Gesteine mit einer gemeinsamen Bezeichnung zusammenfassen zu können, werde ich dieselben mit dem Namen »Akerite« bezeichnen (nach dem Kirchspiele Aker bei Christiana, wo sie in charakteristischen Typen auftreten).

Ziemlich nahe an die Laurvikite schliesst sich noch das Hauptgestein der hübsch abgegrenzten lakkolithischen Masse vom Kirchspiel Ramnäs nordwestlich von Tönsberg an; dieses ungefähr 50—60 qkm grosse Gebiet ist in der Mitte stark kesselförmig erodirt, so dass die Kerntheile der lakkolithischen Masse hier entblösst liegen, wo sie nicht von jüngeren losen Ablagerungen bedeckt sind, was jedoch bei weitem zum grössten Theile der Fall ist. Längs der südöstlichen Grenze (bei Domsengen im Säm-Kirchspiel), wie längs der nordöstlichen Grenze (bei Sperre im Undrumsdal-Kirchspiel) findet man mittelkörnige bis etwas grobkörnigere, graue und röthlich gefleckte, vollkommen eugranitische Gesteine, bestehend aus Plagioklas, Orthoklas, ein wenig Quarz, Pyroxen, Biotit, Eisenerz, Apatit. Die Feldspäthe zeigen häufig, was bei eugranitischen Gesteinen nicht gerade gewöhnlich, eine zonare Structur, mit Plagioklas als Kern, von Orthoklas umrandet; zum Theil scheint auch Natronmikroklin vorhanden. Der Pyroxen ist im Dünnschliffe hell grünlich gefärbt, in der Regel stark umgewandelt durch Uralitisirung in Hornblende (sowohl grüne, faserige, als braune Hornblende, theilweise auch eine Hornblende der Glaukophanreihe), auch unter Bildung von chloritischen und serpentinösen Zersetzungsproducten; Zwillinge nach $\infty P \infty$ sind gewöhnlich. Die Erzkörnchen sind von Biotitkränzchen umgeben. Sämmtliche Mineralien des Gesteins sind ohne jede idiomorphe Begrenzung ausser dem Apatit, welcher in grossen, dicken Säulen auftritt. Der Quarz findet sich theils nur als letzte Bildung als Zwischenklemmungsmasse, theils auch in mikropegmatitischer Verwachsung mit dem Orthoklas.

Ausläufer von diesem Hauptgesteine setzen sowohl in der Nähe von Domsengen als östlich von Sperre durch die hier angrenzenden deckenförmigen Porphyrgesteine, welche der Rhombenporphyrreihe angehören; an beiden Stellen scheinen Verwerfungen vorhanden und das Porphyrgebiet eingesunken zu sein. Längs der Westgrenze und der Südwestgrenze des Ramnäslakkolithen sind dagegen die Verhältnisse anders ausgebildet. Man steigt hier von dem kesselförmig ausgehöhlten Thalboden immer höher hinauf, zuletzt durch so gut wie continuirlich entblösste Grenzzonen immer feinkörniger, immer mehr und mehr porphyrtig struierter Gesteine, bis man schliesslich in reine Porphyrgesteine kommt. Diese namentlich in dem Profil von Thinghoug, über Fjelebua bis nach Gislerud gut entblösste Gesteinssuite ist, wie die mikroskopische und chemische Untersuchung in voller Uebereinstimmung mit der geologischen Beobachtung zeigt, eine genetisch zusammenhängende Reihe und repräsentirt eine Grenzfacies des unten im Thalboden entblössten Kerns des Augitsyenitmassives.

Diese Grenzsuite ist recht interessant; gleichzeitig mit dem allmählichen Uebergange von eugranitischer zu porphyrischer Structur nimmt der SiO_2 -Gehalt stark zu, in solchem Grade, dass, während das Hauptgestein ein quarzführender Augitsyenit, die Zwischenglieder saurere hornblendeführende rothe Quarzsyenitporphyre sind, die äussersten Endglieder schon den Quarzporphyren zugerechnet werden müssen, obwohl auffällig genug kein Quarz, dagegen reichlich Orthoklas in kleinen Einsprenglingen (mit rectangulären Durchschnitten) auftritt. In den saureren Gliedern finden sich ausser Feldspath, Quarz, Apatit nur fein vertheiltes Eisenoxydhydrat und Spuren von Glimmer. Die Aenderung der Zusammensetzung nach der Grenze hin geht aus folgenden, für meine künftige Monographie über die Eruptivgesteine des Christianiagesbietes ausgeführten Analysen hervor.

	I.	II.	III.	IV.	V.
SiO_2	58,48	62,35	66,43	66,40	74,49
TiO_2	0,96	1,25	0,74	1,00	0,45
Al_2O_3	49,24	49,50	47,40	47,37	45,33
Fe_2O_3	} 5,75	3,05	} 2,19	4,30	} 2,15
FeO		2,25		0,50	
MnO	Spur	0,18	0,13	0,11	Spur
MgO	0,99	1,46	0,04	0,20	—
CaO	5,02	2,40	0,84	0,75	0,30
Na_2O	5,52	2,71	5,28	3,88	4,32
K_2O	3,06	3,28	5,60	4,39	5,86
H_2O	0,47	0,75	1,22	0,50	0,54
	99,44	99,48	99,54	99,40	100,44

- I. Eugranitischer Akerit, grau und roth, mittelkörnig; Ramnäs (R. Mauzelius anal.).
- II. Rother feinkörniger Syenit näher der Grenze; Thingoug (G. Särnström anal.).
- III. Rother porphyrtartiger Quarzsyenit; zwischen Thingoug und Fjelebua (R. Mauzelius anal.).
- IV. Rother Quarzsyenitporphyr mit feinkörniger Grundmase; Fjelebua (G. Särnström anal.).
- V. Quarzporphyr; Gislerud (R. Mauzelius anal.).

Die Analysen zeigen eine Zunahme von SiO_2 , eine Abnahme von Al_2O_3 , CaO und den Bestandtheilen der dunklen Mineralien nach der Grenze hin; auch der Kaligehalt scheint zuzunehmen. Der Feldspath in den sauren Gliedern ist zum Theil ein Mikroperthit. Noch saurer ist aller Wahrscheinlichkeit nach ein nicht analysirtes, hellröthliches, ganz dichtes Grenzgestein, welches unter dem Mikroskope eine typisch pöcilitisch*) struirt

*) Siehe Erasmus Haworth: »A contribution to the archæan geology of Missouri«. Inaug.-Diss. Minneapolis 1888, S. 27.

Quarzporphyrgrundmasse zeigt: dieselbe ist mit ein wenig Eisenoxydhydrat und Magnetit imprägnirt und enthält isolirte kleine Einsprenglinge von Mikropertit mit rectangulären Durchschnitten. Erst weiter östlich trifft man die älteren deckenförmigen Porphyrgesteine der Rhombenporphyrreihe.

Auch das kleine isolirte Augitsyenitgebiet von Hemb und Tuft an der Ostseite des Laugenthales, westlich von Holmestrand, scheint aus verwandten Gesteinen zu bestehen, welche sich noch den Laurvikiten anschliessen, obwohl sie von denselben hinreichend abweichen, um ausgeschieden zu werden; das Hauptgestein bei Foss ist ein grauer, schöner, eugranitischer Augitsyenit mit rectangulär begrenztem Feldspath.

Ziemlich abweichend gestalten sich eine Anzahl Vorkommnisse in der nächsten Umgegend von Christiania und von Ringeriket. Als Beispiele dieser Gesteine wollen wir das kleine Eruptivgebiet des Ullernäs, in unmittelbarer Nähe der Stadt Christiania herausgreifen. Der Ullernäs bildet ungefähr in süd-nördlicher Richtung einen langgestreckten niedrigen Rücken von 4,5 km Länge, nach Westen und zum Theil nach Osten steil abfallend. Am höchsten Gipfel dieses Rückens, welcher durch umgebende Silurschichten aufragt, beobachtete ich an einer Stelle im Walde zahlreiche, selten bis faustgrosse, im Allgemeinen kleinere scharfeckige Bruchstücke eines mittelkörnigen bis feinkörnigen grauen Gesteins, eingeschlossen in einer anderen deutlich porphyrischen, übrigens aber ähnlich aussehenden Gebirgsart.

Das Gestein der Bruchstücke besteht aus ziemlich reichlich Plagioklas mit Orthoklas, ein wenig Quarz und von dunklen Mineralien namentlich reichlich braunem Biotit, hellgrünem diopsidartigem Pyroxen, ein wenig grüner Hornblende; Magnetit in zahlreichen Körnchen; Apatit, Titanit, Orthit, Schwefelkies etc. Sowohl der Biotit, als der Pyroxen zeichnen sich durch ihre in hohem Grade idiomorphe Form aus, der Biotit in dicken Tafeln, der Pyroxen in kurzen Säulen oder gerundeten Körnern, eingeschlossen in den bei weitem grösseren Feldspathkörnern. Diese zeigen eine hervortretende zonare Structur, im Kern ziemlich basischen Plagioklas mit grossen Auslöschungswinkeln, nach aussen einen breiten Rand von Orthoklas und häufig ausgeprägt kurz rectangulär begrenzte Durchschnitte, namentlich wo der Quarz angrenzt, welcher nur spärlich und ausschliesslich als Zwischenklemmungsmasse vorhanden ist.

Das Hauptgestein ist deutlich porphyrtartig mit orthophyrischem Charakter, aber mit so zahlreichen Feldspatheinsprenglingen, dass das Gestein makroskopisch wie ein grauer mittelkörniger Syenit aussieht. Die Einsprenglinge des Feldspath sind hier stark abgerundet ohne idiomorphe Begrenzung, deutlich durch mechanische oder chemische Deformation; sie zeigen wie im vorigen Falle zonare Structur, aber mit viel weniger Plagioklas im Kerne. Der Pyroxen ist hell grünlich,

peripherisch in grüne Hornblende zersetzt und ausserdem theilweise serpentinisirt; auch diese Einsprenglinge sind deutlich abgerundet. Endlich finden sich Einsprenglinge von Biotit, bisweilen in sechseckigen Tafeln. Magnetit in kleinen Körnchen und Apatit in Nadeln reichlich. Die makroskopisch feinkörnige bis dichte Grundmasse besteht aus Orthoklas, Quarz und kleinen Körnchen von Hornblende, und ist durch und durch schwarz punktirt durch Körnchen und Staub von Magnetit. Der Quarz ist bisweilen mikropegmatitisch mit dem Orthoklas verwachsen, in der Regel aber nur als Zwischenklemmungsmasse zwischen den kleinen, kurzrectangulären, fast allotriomorphen Feldspathschnitten. Die grösseren Einsprenglinge von Feldspath haben längs ihres unregelmässigen Umrisses eine besonders ausgezeichnete Randzone, voll von Einschlüssen derartiger Körnchen von Magnetit und Hornblende, wie sie auch in der Grundmasse eingestreut sind; diese Randzone ist demnach offenbar, nachdem die Einsprenglinge schon abgerundet waren, und gleichzeitig mit der Bildung des Feldspath in der Grundmasse abgesetzt; die grösseren Kernpartien der Feldspatheinsprenglinge sind dagegen frei von oder doch sehr arm an Einschlüssen.

Im nordöstlichen Theile des Ullernås tritt ein mittelkörniges, weiss und schwarz gesprenkeltes, glimmerreiches, basisches Gestein auf, welches nicht in unmittelbarer Verbindung mit dem schon genannten Gesteine aufgeschlossen ist; es lässt sich demnach nicht sicher entscheiden, ob es als eine basische Grenzfacies des oben beschriebenen Hauptgesteins oder als eine ältere Eruption aufzufassen ist. Dies Gestein zeigt sich unter dem Mikroskope vollkommen eugranitisch körnig, besteht aus Plagioklas, ein wenig Orthoklas, einem violettgefärbten Pyroxen der Diopsidreihe in grösseren unregelmässigen oder hypidiomorphen Körnern, braunem Biotit (nach dem Pyroxen, zum Theile selbst nach dem Plagioklas gebildet) in allotriomorphen Tafeln, endlich reichlich Erzkörnchen, Apatit in Nadeln, und als Einschlüsse im Pyroxen ganz kleine gerundete Körnchen von grünem, serpentinisirtem Olivin. Obwohl die Feldspathkörner nicht idiomorph begrenzt sind, zeigen sie doch eine Tendenz zu einer breit tafeligen Form und auffällig genug auch eine deutlich zonare Structur, indem am Rande häufig eine schmale Zone von Orthoklas den selbst ganz basischen Plagioklas umgiebt. Quarz findet sich nur in sehr geringer Menge als Zwischenklemmungsmasse.

Dies Gestein scheint petrographisch am nächsten mit den Augitdioriten verwandt und könnte wohl zu diesen gerechnet werden, obwohl ich ein so basisches Gestein nur ungern als Augitdiorit bezeichnen möchte; wenn die ganz unzweifelhafte nahe Verwandtschaft mit den übrigen Gesteinen des Ullernås auch im Namen Ausdruck finden sollte, wäre nach

meiner Ansicht die Bezeichnung desselben als »Syenitdiorit« ich habe früher den Namen Syenitdiorit gebraucht. zutreffender“.

Die chemische Zusammensetzung der drei oben beschriebenen Gesteine des Ullernäs ergibt sich aus folgenden von Herrn G. Färsberg für meine künftige Monographie der Gesteine des Christinaberges ausgeführten Analysen.

	I.	II.	III.
SiO_2	46.44	55.44	62.64
Al_2O_3	21.94	24.81	15.47
Fe_2O_3	3.87	3.29	2.28
FeO	5.84	3.83	2.25
MgO	3.97	2.33	1.16
CaO	7.96	5.44	2.27
Na_2O	4.81	5.87	5.19
K_2O	3.84	4.16	5.22
H_2O	1.48	4.55	0.54
	99.63	104.28	99.84

I. Syenitdiorit. Augitdiorit. Grenze. Ullernäs.

II. Akerit, Bruchstücke in do.

III. Akeritporphyr. Hauptgestein. do.

Der genetische Zusammenhang zwischen diesen Gesteinen dürfte folgender sein: das zuerst aufgedrungene Hauptgestein, der Akerit, ist längs der Grenze mit einer basischen Grenzzone von Syenitdiorit (an der unmittelbaren Grenze ist dieser als ein Lamprophyr ausgebildet auskristallisiert; nachträglich ist der Akerit durch weitere Eruptionen in Fragmente zerbrochen, welche durch den nunmehr aufdringenden Akeritporphyr verkittet wurden. Die chemische Zusammensetzung zeigt hier eine deutliche Zunahme von SiO_2 und Alkalien, eine Abnahme von Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO und CaO , von den älteren zu den jüngeren Gesteinen der Reihe; dies abweichende Verhalten der Grenzzone des Ullernäs, verglichen mit der Grenz-

*. Mit diesem Syenitdiorit tritt auf eine solche Weise, dass man es als ein Grenzgestein desselben ansehen möchte, ein makroskopisch feinkörniges, grünliches Gestein der Kersantitreihe, ein Zwischengestein zwischen einem Kersantit und einer Minette (Aschaffit?); auf: das Gestein besteht aus saurem Plagioklas in Tafeln mit leistenförmigen Durchschnitten, ein wenig Orthoklas, meistens als Zwischenmasse, als welche auch Quarz auftritt; Biotit sehr reichlich in oft deutlich sechseckigen Tafeln, ein wenig stengelige braune und grüne Hornblende, spärlich grüner Pyroxen, grösstentheils zersetzt, endlich Titaneisen, Apatit etc. Als Umwandlungsproduct des Feldspath reichlich Epidot, des Biotit: grüner Chlorit, des Pyroxen: Serpentin und Kalkspath, des Titaneisen: Titanit. Kalkspath und andere Zersetzungsproducte durchdringen das ganze Gestein. Ein paar vereinzelte, ganz kleine Feldspatheinsprünge wurden ebenfalls beobachtet; sonst ist die Structur die gewöhnliche panidiomorphe Structur der Lamprophyre.

zone des Ramnåslakkolithen, wo gerade umgekehrte Verhältnisse gefunden wurden, ist ganz auffallend und von besonderer Wichtigkeit.

Mit den Gesteinen des Ullernås nahe verwandt sind die Gesteine von Vettakollen. Wenn man von dem Fusse des Vettakollen (im NNW. unmittelbar bei der Stadt Christiania) nach dem Gipfel aufsteigt, findet man folgende Reihenfolge: am Fusse, längs des schönen Sees Barnekjern, unmittelbar an der Grenze gegen die anstossenden, stark contactmetamorphosirten Schichten der Silurformation, zuerst ein feinkörniges, graues oder röthlich und grau geflecktes, glimmerreiches syenitisches Gestein, welches bis nahe an den Gipfel fortsetzt. Auf dem Gipfelplateau selbst finden sich verschiedene Varietäten echter Rhombenporphyre; diese sind unzweifelhaft älter, als das untenliegende syenitische Gestein, denn sie sind von Gängen dieses letzteren durchsetzt. Weiter nördlich auf dem Gipfelplateau folgt ein rother, etwas grobkörniger, längs seiner Grenze porphyrartig struierter, jüngerer Quarzsyenit (Nordmarkit, siehe unten).

Das herrschende feinkörnige bis mittelkörnige syenitische Gestein am Fusse des Vettakollen ist sowohl von Kjerulf*), als von P. Jannasch**) analysirt worden.

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	56,79	59,56	59,92	62,52
TiO_2	—	1,22	—	—
Al_2O_3	16,64	17,60	16,07	14,13
Fe_2O_3	} 9,58	2,90	} 8,76	7,38
FeO		3,38		
MnO	—	0,03	—	—
MgO	2,63	1,87	2,07	1,50
CaO	5,12	3,67	4,56	3,36
Na_2O	5,30	4,88	3,02	6,25
K_2O	2,55	4,40	2,82	3,05
H_2O	1,27	1,37	0,67	1,20
	<u>99,88</u>	<u>101,32</u>	<u>97,89</u>	<u>99,39</u>

- I. Grauer Akerit, Kjerulf, II. do. Jannasch.
 III. Grünlicher, feinkörniger Akerit, Barnekjern, Kjerulf.
 IV. Röthlicher Akerit, Kjerulf.

Kjerulf glaubte, dass das graue und das rothe Gestein des Vettakollen wesentlich verschieden wären; dies ist jedoch eigentlich nicht der Fall, denn die ungleichen Varietäten sind nur etwas verschiedenartig aus-

*) »Christiania Silurbecken«, S. 11 u. 12.

**) In O. Lang's Abhandlung: »Christiania Silurbeckens Eruptivgesteine«, *Nyt Mag. f. Nat.* 30, 40.

gebildete Facies, näher an der Grenze oder weiter entfernt von derselben, nach dem Grade der Zersetzung bald grau, bald röthlich.

Das Gestein aus der Nähe von Barnekjern, sicher dasselbe, welches Kjerulf analysirte, besteht nach der mikroskopischen Untersuchung aus Plagioklas, Orthoklas, Quarz, Hypersthen, monosymmetrischem Pyroxen, Hornblende, Biotit, Apatit, Magnetit, Zirkon etc. Die Structur ist in noch höherem Grade, als beim Akerit vom Ullernås, ausgezeichnet durch idiomorphe Ausbildung des Feldspath in Individuen mit kurzrectangulären Durchschnitten mit ausgezeichneter Zonarstructur, nach innen mit einem grossen basischen Kerne von Plagioklas, welcher nach aussen ganz allmählich in sauren Plagioklas übergeht, und schliesslich von einem Orthoklasrande umgeben ist; ausser auf diese Weise, als Randzone der Plagioklaskörner, kommt Orthoklas auch in selbständigen, unregelmässig begrenzten Körnern vor. Zwischen den Feldspathindividuen findet sich als Zwischenmasse ziemlich reichlich Quarz. Der Hypersthen bildet hypidiomorphe Körner, oft mit Randzone von grünlichbrauner Hornblende, welche übrigens auch als unregelmässige Körner im Gesteine gleichmässig vertheilt sind; der Hypersthen ist stark pleochroitisch mit den gewöhnlichen grünen und rothen Farben; ausser diesem findet sich auch monosymmetrischer, hellgrünlicher Pyroxen in kleinen Körnern. Ganz reichlich ist brauner Biotit, oft in idiomorphen Tafeln, ferner Magnetit als Körnchen und Staub, und Apatit in Nadeln. Dies Gestein ist also am geeignetsten als ein Hypersthenakerit zu bezeichnen.

Ganz nahe verwandt sind andere Varietäten der Grenzzone des Vettakollen, doch ohne Hypersthen, dagegen mit reichlicherem grünem, diopsidartigem Pyroxen.

Noch mehr hervortretend ist die idiomorphe Ausbildung der Feldspathkörner in einem gangförmigen, grauweissen, grün geflecktem Akerit von Barnekjern. Der Feldspath zeigt hier nur in geringem Grade zonare Structur und ist saurer, ganz vorherrschend Orthoklas, ausserdem etwas Oligoklas und Mikroperthit. Quarz ist in diesem Gesteine so reichlich vorhanden, dass es als ein reiner Quarzsyenit bezeichnet werden muss, tritt aber trotzdem nur als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspathkörnern auf. Von dunklen Mineralien findet sich nur ein hübsch saftgrüner Pyroxen der Diopsid-Aegirinreihe, in gerundeten und länglichen Körnern, sehr spärlich Magnetit zum Theil mit Kränzchen von Titanitkörnern, und primärer Titanit in hübschen Kryställchen reichlich; Spuren von Turmalin und Schwefelkies. Dieses saure Ganggestein ist demnach ein Pyroxen-Quarzakerit.

Das röthliche herrschende Gestein am Fusse des Vettakollen ist zum grössten Theile ein Hornblendeakerit; die Structur ist die gewöhnliche hypidiomorphe, welche oben beschrieben wurde; die Hornblende ist eigenthümlich grünlich, idiomorph, in Zwillingen, in der Verticalzone von

∞P und $\infty R\infty$ begrenzt. Biotit ist fast immer vorhanden, Pyroxen dagegen fehlt öfters.

Verschiedene Varietäten ähnlicher quarzführender Akerite, bald reicher an diopsidähnlichem Pyroxen, bald an Hornblende, in der Regel mit hervortretendem Biotitgehalte finden sich nun auch im Voxenäs, im unteren Theile von Frogneräs; ferner in nicht geringer Ausdehnung im südlichen Theile von Nordmarken (der grossen Wald- und Felsenpartie nördlich von Christiania), ferner auf Ringeriket, in Rognesten, Ringkollen, Rughougen etc., hier meistens in porphyrtartigen Grenzvarietäten, wesentlich hornblendeführend. Die Structur, der Quarzgehalt etc. sind überall charakteristisch.

Soweit ich diese Gesteine bis jetzt kenne, scheinen sie im Christiania-thale, in Nordmarken und auf Ringeriket überall nur Grenzfaciesbildungen zu sein; inwieweit die entsprechenden centralen Gesteine wesentlich abweichend sind, darüber darf ich noch keine bestimmte Meinung aussprechen. Indessen scheint es mir nach den Verhältnissen des Syenitgebietes von Hemb und Tuft nicht unwahrscheinlich, dass an letzteren Orten entsprechende oder doch verwandte centrale Gesteine entblösst sind.

Sicher ist es, dass der Akerit am Fusse des Vettakollen (mit einem durchschnittlichen SiO_2 -Gehalte von ca. 60 %) jünger ist, als die am Gipfel desselben auftretenden basischeren (nach Kjørulf's Analyse 56,00 SiO_2) deckenförmigen Rhombenporphyre, welche der Laurvikitreihe angehören. Der Zusammensetzung (und zum Theil der Structur) nach entsprechen die Akerite auch dem oben beschriebenen central-abyssischen Gesteine von Ramnäs, welches ebenfalls jünger als die Rhombenporphyre ist. Aus diesem Grunde habe ich es für nöthig befunden, diese sämmtlichen Vorkommnisse unter dem gemeinsamen Namen Akerite zusammenzufassen.

Die mineralogische Charakteristik der ganzen Reihe wurde schon oben gegeben; die chemische Charakteristik ist schwieriger zu fixiren. Durchschnittlich ist der SiO_2 -Gehalt ein wenig höher, der Gesamtgehalt der basischen Bestandtheile der dunklen Mineralien, Eisenoxyde, Magnesia, Kalk, ebenfalls durchschnittlich höher, der Gesamtgehalt der Alkalien und der Thonerdegehalt umgekehrt durchschnittlich geringer, als bei der Laurvikitreihe. Aber vereinzelte Ausnahmen fehlen doch nicht in den äusseren Gliedern der Reihe. Die chemische Zusammensetzung der Akerite des Vettakollen nähert sich auffällig derjenigen mancher Augitdiorite und Quarznorite*); auch muss daran erinnert werden, dass im Ullernäs als Grenzglieder augitdioritische Gesteine vorkommen. Im Ganzen ist aber der durchschnittliche Kaligehalt und entsprechend der Orthoklasgehalt zu gross, um die Gesteine zu der Dioritreihe zu rechnen; ihr Habitus ist entschieden

*) Vergl. Teller und v. John, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1882 etc.

syenitisch und manche derselben unzweifelhaft syenitische Gesteine*). Sie scheinen mir deshalb, obwohl sie wie alle Uebergangsgruppen in ihren Endgliedern in andere Gesteinsgruppen übergehen, mit vollem Rechte als eine besondere Reihe, weshalb ich den Namen Akerite vorschlage, ausgeschieden werden zu müssen.

Entsprechende gangförmige Gesteine kommen namentlich im Christianiathale in mehreren Typen vor; eine genauere Erwähnung derselben hat hier wenig Interesse und kann auf eine spätere Gelegenheit aufgeschoben werden.

Deckenförmige Gesteine dieser Reihe finden sich unter den syenitporphyrischen Decken zwischen dem Christianiathale und Ringeriket; ich habe dieselben bis jetzt nicht genauer ausscheiden können, kenne aber mehrere einzelne Beispiele hierher gehöriger Gesteine. So gehört hierzu seiner petrographischen Beschaffenheit nach ziemlich sicher ein grauer Porphy aus den obersten Porphydecken bei Fjulsrud, in der Nähe von Humledal am Wege von Christiania nach Ringeriket. Das Gestein zeigt in einer feinkörnigen grauen Grundmasse grössere Einsprenglinge von Feldspath mit grösstentheils rectangulärer Begrenzung; sie bestehen aus Plagioklas und Orthoklas (zum Theil einem recht basischen Plagioklas in den äusseren peripherischen Theilen und weniger basischem Kern¹⁾), Pyroxen findet sich auch in Form schlecht begrenzter Einsprenglinge; in der Grundmasse rectanguläre Körner von Orthoklas und Plagioklas, Pyroxen, Hornblende, Biotit, Eisenerz, Apatit, Titanit etc. Die chemische Zusammensetzung ist nach einer für meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes ausgeführten Analyse von G. Särnström:

SiO_2	55,95
TiO_2	2,80
Al_2O_3	19,35
Fe_2O_3	4,60
FeO	3,00
MnO	0,24
MgO	2,52
CaO	5,40
Na_2O	2,86
K_2O	2,64
H_2O	1,05
	<hr/> 100,38

Die Annäherung dieser Zusammensetzung an die Akerite des Ullernäs

*) Vielleicht entsprechen Teall's »Augitgranite« aus den Cheviot Hills denselben. Vergl. Geol. Mag. 1885, S. 106—124

und des Vettakollen ist, wie man sieht, bedeutend; der grössere Gehalt an Eisenoxyden, Magnesia und Kalk, der geringere Gehalt an Alkalien macht sich auch hier geltend.

4. Reihe. Rothe Quarzsyenite (Nordmarkite) mit zugehörigen Grenz-, Gang- und superficiellen Gesteinen.

Oestlich vom Vettakollen, zwischen dem östlichen Fusse desselben und dem See Sognsvand und weiter östlich nach dem Grorudthale hin, tritt nördlich von Christiania eine Reihe quarzreicherer Quarzsyenite und selbst Granite auf, in der Regel von hellröthlicher, fleischrother oder röthlich-grauer Farbe und meistens mittelkörnig oder etwas gröber körnig struirt.

Die Grenze zwischen dieser Reihe von rothen Quarzsyeniten und den oben beschriebenen feinkörnigeren Akeriten am Vettakollen, am östlichen Fusse desselben, ist ziemlich bedeckt, und es ist demnach schwierig, an dieser Stelle bestimmte Beweise für das Altersverhältniss beider Gesteine zu finden; obwohl ich keine Apophysengänge des einen Gesteines im anderen finden konnte, scheinen die Structurverhältnisse doch darauf zu deuten, dass der rothe Quarzsyenit das jüngere Gestein ist, eine Auffassung, die auch dadurch bestätigt wird, dass im Ullernås der Akerit von einem Ganggesteine, welches einem bestimmten Typus der rothen Quarzsyenite entspricht, durchsetzt wird; auch enthalten die entsprechenden rothen Quarzsyenite weiter nördlich zwischen Hurdalsvand und Tisjö an mehreren Stellen Bruchstücke von contactmetamorphosirten älteren Akeriten.

Diese Reihe von rothen Quarzsyeniten, zu deren Beschreibung ich jetzt übergehen werde, sind deshalb ziemlich sicher durchgehends jünger als die Akerite. In chemischer Beziehung zeichnen sie sich auch distinct von den Akeriten aus durch mehrere Verhältnisse, welche aus den in der folgenden Tabelle ausgeführten Analysen hervorgehen.

	I.	II.	III.	IV.
SiO_2	60,45	63,20	64,04	66,39
TiO_2 u. ZrO_2	—	0,46	0,62	—
Al_2O_3	20,44	17,45	17,92	13,79
Fe_2O_3	} 3,80	3,60	0,96	} 3,64
FeO			2,08	
MnO	—	—	0,23	—
MgO	1,27	0,75	0,59	} 2,03
CaO	1,68	1,40	1,00	
Na_2O	7,23	6,90	6,67	} 13,15
K_2O	5,12	5,88	6,08	
H_2O	0,71	0,50	1,18	
	100,40	100,14	101,37	100,00

- I. Rother Quarzsyenit, Aueröd, nahe bei Hillestadvand, westlich von Holmestrand (G. Forsberg anal.).
- II. Graulicher Quarzsyenit, Tonsenås, nördl. von Christiania (G. Forsberg anal.).
- III. Graulicher Quarzsyenit, Tonsenås, nördl. von Christiania (P. Jannasch l. c. S. 40).
- IV. Rother Quarzsyenit, Umgegend von Maridalsvand, nördlich von Christiania (Winsnäs, Nyt Mag. f. Naturv. 5, 346).

Die Analysen I und II wurden für meine künftige Monographie über die Eruptivgesteine des Christianiagebietes neu ausgeführt.

Man sieht hieraus, dass diese Gesteine sich offenbar, ausser durch den durchschnittlich grösseren SiO_2 -Gehalt, namentlich auch durch einen bedeutend höheren Alkaligehalt (ca. 12—13 %, bei den Akeriten ca. 6—10 %) und entsprechend geringeren Kalkgehalt (1—2 %, bei den Akeriten 3—5 %) und geringeren Gesamtgehalt von Eisenoxyden und Magnesia (3,5—5 %, bei den Akeriten 8—12,5 %) unterscheiden.

Entsprechend diesen chemischen Verhältnissen sind diese Gesteine im Ganzen heller gefärbt, der Feldspathgehalt sehr vorherrschend, der Gehalt an dunklen Mineralien ganz zurücktretend, der Quarzgehalt grösser. Unter den Feldspäthen ist ferner der Plagioklas untergeordnet und zwar ist dieser nicht, wie oft bei den Akeriten, ziemlich basisch, sondern immer ein ganz saurer Oligoklas; sehr verbreitet ist übrigens Mikroperthit von Orthoklas und Albit, was mit dem hohen Natrongehalte wohl übereinstimmt; seltener kommt Mikroklin reichlicher vor.

Ich werde diese quarzsyenitischen Gesteine*), welche, wie wir sehen werden, sich durch ihre Zusammensetzung von anderen bis jetzt bekannten Gesteinsgruppen recht bemerkenswerth unterscheiden, als »Nordmarkite« bezeichnen, nach dem Wald- und Felsengebiete »Nordmarken«, welches sich von der Stadt Christiania meilenweit nach Norden ausdehnt, und wo diese Gesteine die bei weitem herrschenden sind.

Bei den typischen abyssischen Nordmarkiten ist die Structur ausge-

*) Ich muss ausdrücklich bemerken, dass ich, zum Unterschiede von manchen anderen Autoren, für so saure Gesteine, wie die hier besprochenen, noch die Bezeichnung Syenite, nicht Granite, brauche, indem ich nach meiner Systematik die Grenze zwischen diesen beiden Familien ungefähr bei 66 % SiO_2 setze, also bei dem SiO_2 -Gehalt, welcher ungefähr dem Durchschnittsgehalte an SiO_2 der in diesen Gesteinen auftretenden Feldspäthe entspricht. Ich bezeichne die oft recht quarzreichen Syenite mit einem SiO_2 -Gehalt von ca. 60—66 % zum Unterschiede von quarzfreien Syeniten (Augitsyeniten etc.) als Quarzsyenite bei noch ziemlich reichlichem, dagegen als Quarz-führende Syenite bei ganz geringem Quarzgehalt; bei weitem die meisten Hornblendesyenite sind nach dieser Systematik also »Quarzsyenite«. Entsprechend unterscheide ich auch unter den zugehörigen Lavengesteinen z. B. Liparite, Quarztrachyte, Quarz-führende Trachyte, Trachyte etc. etc.

sprochen isomer eugranitisch körnig und gewöhnlich charakteristisch kleindrusig, mit noch offenen eckigen Hohlräumen; wenn eine hypidionomorphe Krystallbegrenzung der Feldspathkörner noch deutlich ist, zeigt sich eine bestimmte Tendenz zur Bildung rectangulärer Durchschnitte. Unter den dunklen Mineralien finden sich zwar noch an einigen Vorkommen ein im Dünnschliff hellgrünlicher Pyroxen der Diopsidreihe in ziemlicher Menge, in der Regel aber ist neben dem oft vorherrschenden braunen Biotit häufig Hornblende in verschiedenen Varietäten vorhanden, theils grüne, gemeine Hornblende, theils eine Hornblende der Arfvedsonitreihe und in Verwachsung mit dieser recht häufig auch eine glaukophanartige Hornblende, bisweilen typischer Glaukophan selbst. Sehr verbreitet in hierher gehörigen Gesteinen ist noch Aegirin, am häufigsten mit einer Hornblende der Arfvedsonitreihe zusammen; beide Mineralien sind aber (wie die dunklen Mineralien überhaupt) gewöhnlich nur in geringer Menge vorhanden und meistens nur in unregelmässigen Körnern, seltener in idiomorphen Krystallen. Titanit, oft in ausgezeichneten Kryställchen von brauner bis braungelber Farbe, findet sich ganz allgemein, ja geradezu charakteristisch in allen hierher gehörigen Gesteinen, wogegen Zirkon in der Regel viel spärlicher und nur in mikroskopisch kleinen Krystallen auftritt; ebenso sind Erzkörnchen (Magnetit, Schwefelkies etc.) und Apatit gewöhnlich sparsam vorhanden.

Die häufig zahlreichen kleinen miarolitischen und offenen Drusenräume sind gern mit zierlichen Krystallen von Feldspath, Albit, Quarz, Aegirinnädelchen, Titanitkryställchen etc. ausgekleidet.

Der hohe Natrongehalt dieser Gesteine (gewöhnlich ca. 7 %) liefert die Erklärung des häufigen Vorkommens der Natronmineralien: Aegirin, Arfvedsonit, Glaukophan, ebenso der häufigen mikroperthitischen Ausbildung des Feldspath.

Ein Beispiel des Vorkommens dieser Nordmarkite bietet das Hauptgestein des hübschen, durch die Erosion entblössten und freigelegten Lakkolithen nördlich von Hillestadvand, nordwestlich von Holmestrand: dies nur ca. 12 qkm grosse Gebiet ist im Südosten und im Westen von älteren, zur Rhombenporphyrreihe gehörigen Augitsyenitporphyren in höher aufragenden Felsen, im Nordosten ebenfalls von einer aufragenden Höhe von noch älteren Augitporphyriten umgeben. Das Hauptgestein dieser lakkolithischen Masse ist ein fleischrother, mittelkörniger bis etwas gröberkörniger, kleindrusiger Hornblendequarzsyenit, welcher oft zusammen mit der auftretenden arfvedsonitartigen und gemeinen Hornblende zugleich auch Aegirin und untergeordnet etwas Biotit enthält; Titanit etc. accessorisch. Längs der Nordostgrenze sieht man auf der prächtigen neuen Chaussee (der Fortsetzung des alten berühmten Haneklevweges) in den Wegdurchschnitten, wie die Apophysen der in der untenliegenden Felswand anstehenden Nord-

markitmasse, welche längs der ganzen Grenze eine porphyrtartige Structur besitzt, durch den Augitporphyr hindurchsetzen; diese Apophysen bestehen theils aus Quarzsyenitporphyren, theils aus aplitähnlichen Gesteinen; auch finden sich ältere Gänge von Rhombenporphyr im Augitporphyr.

Ungefähr mitten im Nordmarkitgebiete, bei Aueröd, wird das Hauptgestein von einer mächtigen Gangmasse eines ganz nahe verwandten, hellröthlichen, orthophrischen Quarzsyenitporphyrs, einer jüngeren Eruption desselben Magmas und mit derselben Zusammensetzung, durchsetzt; dieser Porphyrgang enthält Bruchstücke des Hauptgesteins eingeschlossen. Derselbe Quarzsyenitporphyr, welcher bei Aueröd als Gangmasse im Hauptgestein auftritt, findet sich bei Löken im südlichen Theile des Gebietes als Grenzfacies, welche hier von feinkörnigen Gängen von saurerem, hellgefärbtem Aegiringranit durchsetzt ist.

Folgende für meine Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes von Herrn G. Forsberg ausgeführten Analysen zeigen die Zusammensetzung dieser Gesteine.

	I.	II.	III.
SiO_2	60,45	64,03	70,54
Al_2O_3	20,14	18,63	14,77
Fe_2O_3 und FeO	3,80	3,66	3,70
MgO	1,27	1,04	0,36
CaO	1,68	1,56	1,68
Na_2O	7,23	7,68	4,66
K_2O	5,12	5,57	4,82
H_2O	0,71	0,41	0,44
	<hr/> 100,40	<hr/> 99,58	<hr/> 99,97

I. Nordmarkit, Hauptgestein, zwischen Löken und Aueröd;

II. Durchsetzendes porphyrtartiges Gestein, Aueröd;

III. Feinkörniger Aegiringranit, Löken.

Die drei Gesteine sind alle genetisch verbunden *) und zeigen für die jüngeren Eruptionen immer zunehmenden SiO_2 -Gehalt, abnehmenden Al_2O_3 -Gehalt etc.

In gewissen Varietäten mit dem Gestein des Lakkolithen von Aueröd identisch ist auch der Nordmarkit der bei weitem grösseren lakkolithischen Masse zwischen dem südlichen Theile des grossen Binnensees Ekern und dem See Bergsvand im Süden, dem Thale des Kirchspiels Sande im SO. und

*) Es verdient bemerkt zu werden, dass die unrichtige Auffassung Kjerulf's, dass die »Feldspathporphyre« im ganzen Christianiagebiete im Allgemeinen jünger als »Syenit« wären, und welche eben auf Beobachtungen von Aueröd gestützt waren, durch seine Zusammenstellung des ganz abweichenden Quarzsyenitporphyrs von Aueröd mit den gewöhnlichen Rhombenporphyren entstand.

dem Thale des Bremsenelv im N. Ich kenne bis jetzt nur die südlichen Theile dieser mehr als 50 qkm grossen Masse. Dieselbe zeigt hier, z. B. bei Sagen am Bergsvand eine ältere Grenzfacies von feinkörnigen Syenitporphyren, durchsetzt von jüngeren Quarzsyenitporphyren oder feinkörnigen Quarzsyeniten; eine ähnliche saure porphyrische Grenzfacies findet man auch beim Absteigen von der Höhe nach dem Thale von Sande. Sowohl hier wie bei Eidsfoss am Ekern-See finden sich saure Rhombenporphyre, welche ganz sicher als Aequivalente dieser Quarzsyenite selbst oder nahe verwandter Gesteine angesehen werden können; sie scheinen zum Theile als Grenzfacies aufzutreten, zum Theile bilden sie vielleicht deckenförmige Gesteine.

Nahe verwandt mit den oft Aegirin- und Arfvedsonit-führenden Nordmarkiten der Lakkolithe von Aueröd und westlich von Sande sind ähnliche Gesteine nördlich von Skien im Gjerpenthale (hier bei Erse reich an Glaukophan), wo sie sich im Gipfel Skredhelle zu bedeutenderer Höhe erheben; auf der Strecke am Wege zwischen Gjerpen und Slemdal, am See Heivand, sind sie ziemlich sauer (hier mit tief saftgrüner Hornblende und reich an Orthit) und durchsetzen östlich von dem See in feinkörnigen Apophysen eine ältere Decke von Rhombenporphyren der Laurvikitreihe, welche im Contacte selbst stark contactmetamorphosirt sind *).

Auch weiter östlich, am Uebergange zwischen Slemdal und dem Laugen-

*) Der Rhombenporphyr von Heivand zeigt in einer makroskopisch dichten bis feinschimmernden, oft ungefähr chokoladefarbigten Grundmasse grosse, mehrere Centimeter lange Einsprenglinge von Feldspath mit rhombischen Durchschnitten. Unter dem Mikroskope sieht man, dass die Grundmasse vollkommen allotriomorph körnig ist, bestehend aus kleinen, isomeren, rundlichen Körnchen von Orthoklas, ein wenig Quarz, reichlichen Schuppen eines ganz schwach pleochroitischen hellgelblichen Biotit und in grosser Menge aus staubfeinen Körnchen von Magnetit und Eisenglanz, welche namentlich die Feldspatkörner imprägniren; auch kleine Biotitschuppen sind im Feldspath eingeschlossen. Die grossen Einsprenglinge bestehen aus Natronmikroklin und sind theilweise deutlich umkrystallisirt, theils im peripherischen Theile, wo sie sich ohne scharfe Grenzen in die Grundmasse auflösen, theils auch in unregelmässigen Partien oft mitten in ihrer Masse; sie sind in diesen umkrystallisirten Theilen, wie die Feldspatkörner der Grundmasse, voll von Magnetitstaub und feinen Biotitschuppen. Dass das ganze Gestein, mit Ausnahme der Reste der grösseren Feldspatheinsprenglinge, gänzlich umkrystallisirt ist, ergibt sich aus dem näheren Studium desselben ganz evident; dieses Resultat bestätigt sich auch durch den Umstand, dass die vollkommen allotriomorphe Grundmassenstructur desselben sonst niemals bei unveränderten Rhombenporphyren auftritt, dagegen fast immer bei Bruchstücken von Rhombenporphyren, welche in anderen, später aufgedrungenen Eruptivgesteinen eingeschlossen sind. Es ist diese Structur eben eine ganz typische Contactstructur, wie ich dieselbe aus anderen Gesteinen schon früher beschrieben habe. Das Gestein von Heivandet habe ich schon früher (Sil. Et. 2 u. 3, S. 310 kurz erwähnt; ich führte das Vorkommen damals unrichtig als ein Gangvorkommen auf. Siehe übrigens weiter unten zum Vergleiche die Beschreibung der umgewandelten Rhombenporphyrinseln der Grenzzone von Stokö und Arö am Langesundfjord.

thale, finden sich ähnliche rothe Quarzsyenite; ihre Grenzfacies gegen die älteren überlagernden Decken der Rhombenporphyrserie (in den Höhen zwischen Hvalpekjern und Övrebösaäter) ist hier gleichfalls feinkörnig und setzt in Apophysen durch den Rhombenporphyr. Vom Övrebösaäter ab finden sich nun dieselben Nordmarkite am ganzen Abhange nach dem Laugenthale (bis ungefähr bei Stenshult im Laugenthale Rhombenporphyre wieder auftreten) und sind selbst an manchen Stellen von jüngeren Hornblendegraniten durchsetzt. Im Laugenthale selbst findet sich der normale rothe Nordmarkit in der Nähe von Hanevold entblöst; sowohl hier als bei Bø durchsetzen seine feinkörnigeren Apophysen die Porphyre, welche zum Theile typische Rhombenporphyre und alle der Reihe der Rhombenporphyre angehörig sind; diese zeigen sich dabei immer längs ihrer Grenzen merkbar contactmetamorphosirt. Auch weiter südlich, zwischen Åsen und Rien im Laugenthale ragt wieder der normale Nordmarkit auf; gleich in der Nähe von Rien stösst man auf die Grenze zwischen dem Nordmarkit und ziemlich dunklem, sehr grobkörnigem Laurvikit, welcher von Gängen des Nordmarkit durchsetzt wird etc. etc. Ueberall findet sich das constante Altersverhältniss, dass die saureren Nordmarkite in ihren ausstrahlenden Apophysengängen die basischeren Laurvikite und die diesen entsprechenden Rhombenporphyre durchsetzen, niemals umgekehrt.

Ähnliche Quarzsyenite, wie diejenigen des Gjerpenthales, des Laugenthales und zum Theil des zwischenliegenden Gebietes, finden sich nun auch weiter nördlich in der Fortsetzung des Gjerpenthales, in dem Thale des Sees Fjeldvandet und ferner in bedeutender Ausdehnung in dem grossen Felsengebiet zwischen Fjeldvandet und Skrimfjeld, abwechselnd mit Gesteinen der Laurvikitserie und unaufhörlich von Gängen von jüngeren, saureren Hornblendegraniten durchsetzt.

In noch grösserer Verbreitung aber, als in diesem südwestlichen Theile der eingesunkenen Landstrecke zwischen dem Mjösensee und dem Langesundfjord, finden sich hierher gehörige Gesteine in dem gewaltigen zusammenhängenden Eruptivgebiete zwischen Christiania und dem Skreiafjeld bei Mjösen, im ganzen nordöstlichen Theile der genannten Landstrecke. Viele der hier auftretenden Tiefengesteine sind schon etwas saurer und reicher an Quarz, als die oben erwähnten. So enthält das typische Gestein des Grevsenås und des Tonsenås, unmittelbar nördlich von Christiania, welches in dieser Stadt in so grosser Ausdehnung zu technischen Zwecken, zu Bausteinen, Monumenten etc. angewandt ist, ca. 63—64 % SiO_2 (s. die Analysen S. 54); das Gestein des Tonsenås ist vorherrschend ein hornblendeführender Glimmer-Quarzsyenit, enthält aber auch häufig Aegirin. Die miarolitische, kleindrüsige Beschaffenheit dieses hellröthlichen oder grau-fleckigen Gesteins ist überall sehr charakteristisch; in den kleinen offenen

Irusenräumen findet man hier ausser Orthoklas, in der Regel mit Ueberzug von Albit, Quarz, Hornblende, Biotittafeln, sowie hübschen Krystallen des in alter Nordmarkiten so häufigen braunen Titanit, auch oft feine Nadeln von Aegirin (Bausmann's Thallit), seltener kleine Krystalle von Flussspath, vor Zirkon mit pyramidalem Typus, Pallem oder mit schmaler Abstumpfung von 30 P., kleine, metallglänzende Tafeln von Orthit (s. im speciellen Theile), Kiese Schwefelkies, Kupferkies, Magnetkies etc. und als jüngere Bildungen Zeolith (Harmotom etc., s. im speciellen Theile und endlich als letzte Bildung Kalkspath. Bisweilen sind diese Irusenräume nicht ganz klein: im Tonsenas habe ich als Seltenheit einen derartigen gesehen, so gross, dass ein Mann hineinkriechen konnte, an den Wänden mit grosskörnigen Krystallen von Feldspath und Quarz Rauchtopen in his armdicken Krystallen bekleidet. Auch rein pegmatitische Gänge finden sich in dem Gesteine als grosse Seltenheit.

Im Nordmarkit des Tonsenas finden sich Bruchstücke von älterem, stark contactmetamorphosirten Rhombenporphyr der Laurvikreihe: am Gipfel des Grovsenas liegt sogar der Rest einer Rhombenporphyridecke, von Apophyten des Nordmarkit durchsetzt. Auch in Meltemkolten (heime 540 m hoch) und an mehreren anderen Gifeln in Nordmarken finden sich ähnliche Verhältnisse.

Etwas östlicher als der Tonsenas, in der nahegelegenen Böh Körpekolten bei Grovud, fand ich in einem der Steinbrüche bei der Grusstetten-Kupfergrube der normalen typischen Nordmarkit des Tonsenas als scharfkantige Bruchstücke in dem hier herrschenden, etwas feinkörnigeren, grauen bis rötlichen Gesteine, selbst einen Quarzvenit, eben auf der Grenze an Granit: nach der gewöhnlichen Systematik einem Granit: dies Gestein führt vorherrschend Orthoklas, namentlich in mikropertaltischer Verwachsung mit Albit, sehr untergeordnet Oligoklas, reichlich Quarz, von dunklen Mineralien, wesentlich Hornblende, häufig in wohl ausgebildeten idiomorphen Krystallen, ein wenig Biotit, reichlich Titanit, ferner Zirkon, Anatit, Eisenerz und Kiese, hiesweilen Orthit etc. Der S. G.-Gehalt scheint distink grösser als in dem in Bruchstücken eingeschlossenen Tonsenas-Gestein: obwohl ich bis jetzt nicht über Analysen desselben verfüge, fehlt ich kaum, wenn ich denselben auf ca. 60% schätze, was nämlich durch die Analyse von Winstås (s. oben) eines wahrscheinlich nahe verwandten Gesteins von der Umgebung des Maradalsvann bestätigt wird.

Dies Gestein von Grusstetten besitzt übrigens eine sehr auffallend entbläute Grenzzone, welche hier erwähnen zu wollen verdienen. Längs der Westgrenz dieses Quarzvenits, wo sehr nach Westen hin fast baldender Rink an alten Aegirnorphyrit und Labradornorphyrit verschiedener Art andressen, wandert nur, an den alten Wege nach den bei Steinhovund unanfechtbar las, an der Grenzfläche selbst, das Gestein besitzt hier eine ausgesprochen halbnorphyritartig Struktur mit zahlreichen, nur byssidomorpho Einsparzungen von Feldspath, in eine nur wenige erhaltene

nigen, eugranitisch struirt Grundmasse eingestreut. Nach und nach passirt man alle Uebergangsstadien von dieser halbporphyrartigen Varietät, bis man am südwestlichen Ende von Stenbruvand auf die unmittelbare Grenze stösst, wo man in wenigen Schritten alle Uebergangsglieder von halbporphyrischem Quarzsyenit durch verschiedene Quarzsyenitporphyre mit mehr und mehr feinkörniger, oft ziegelrother Grundmasse in das ganz dichte, hellröthliche Grenzgestein selbst antrifft.

Der am meisten charakteristische der genannten Quarzsyenitporphyre ist ein Gestein von röthlicher bis braunrother Farbe mit makroskopisch sehr feinkörniger Grundmasse (dieselbe zeigt unter dem Mikroskope fast nur tafelförmige Feldspathkörnchen mit Quarz, von dunklen Mineralien Spuren von Biotit und Hornblendenadeln) mit Einsprenglingen von Feldspath und prächtigen, frischen, braunen, bisweilen deutlich sechseckigen Tafeln von Biotit; von Uebergemengtheilen die gewöhnlichen: Titanit, Zirkon, Orthit, Magnetit und Kiese. Dieser Glimmer-Quarzorthophyr hat ein gewisses Interesse, da er ziemlich genau mit gewissen den Nordmarkiten entsprechenden Ganggesteinen, welche unten erwähnt werden sollen, übereinstimmt.

In dem makroskopisch dichten, unmittelbaren Grenzgestein von Steenbruvand sieht man nur ganz spärlich hier und da einige, höchstens ein paar Millimeter grosse Feldspatheinsprenglinge mit rectangulären Durchschnitten; die Grundmasse zeigt unter dem Mikroskope eine prachtvolle typische, sowohl centrische als mikropegmatitisch ausgebildete Granophyrstructur; von dunklen Mineralien allein Arfvedsonit und Magnetit. Die Mächtigkeit dieses hellen Grenzgesteins ist höchstens 1 bis 2 m; diejenige des typischen Glimmer-Quarzorthophyrs ist auch nur wenige Meter, wogegen das halbporphyrische Gestein sich über grössere Strecken hält, ohne dass seine Mächtigkeit jedoch gemessen werden kann, da man längs der Grenze in grosser Ausdehnung ungefähr auf denselben Bänken der Grenzfläche wandert; die Erosion hat nämlich hier, wie so gewöhnlich im Christianiagebiete, nur ungefähr die alte Lakkolithoberfläche durch Wegführen überlagernder Schichten oder älterer Eruptivdecken entblösst, ohne tiefer in die Masse des lakkolithischen Gesteins selbst eingedrungen zu sein. Die Uebergänge aller Gesteine dieser ausgezeichneten Grenzzone sind übrigens vollkommen continuirlich entblösst; dass der Granophyr der unmittelbaren Grenze bedeutend saurer ist, als die übrigen Grenzglieder und das Hauptgestein, ist unzweifelhaft.

Während alle übrigen von mir untersuchten Grenzzonen der Nordmarkite, von dem Aueröd-Lakkolith, von dem Sandelakkolith bei Bergsvand und in Sande, von der Strecke zwischen Slemdal und dem Laugenthal etc., sämmtlich durch eine rein orthophyrisch ausgebildete Grenzfacies ausgezeichnet sind, findet sich hier in dem Gestein von der Grenze Grorud-

Steenbruvand also eine gemischte, theils wesentlich orthophyrische, theils auch an der unmittelbaren Grenze eine granophyrische Grenzfacies. In allen Fällen ist aber zum Unterschiede von den im Folgenden erwähnten saureren Gesteinsserien wohl zu merken, dass ich niemals Quarz als Einsprengling weder in den orthophyrischen noch in den granophyrischen Gesteinen der Grenzfacies oder der Apophysengänge dieser Gesteinsserie vorgefunden habe. Es scheint mir deshalb dies Verhältniss darauf zu deuten, dass die gewählte Grenze der den Syeniten (Quarzsyeniten) und der den Graniten zugerechneten Gesteinstypen eine recht natürlich begründete sein muss; dass übrigens auch diese Grenze keine absolute ist, sondern ein gewisses Spatium eingeräumt werden muss, versteht sich von selbst, da es ja natürlich nicht ausschliesslich von dem SiO_2 -Gehalt, sondern auch von dem Verhältnisse der Basen abhängen wird, bei welcher Grenze Quarz als Einsprengling in den porphyrischen Grenzfacies- und Apophysenmagmen dieser sauren Tiefengesteine auskrystallisirt. Eine scharfe Grenze ist natürlich nicht und kann, da ja mehrere verschiedene Factoren mitwirken, natürlich nicht vorhanden sein, sondern jede Grenze verschiedener verwandter Gesteinsgruppen muss entweder etwas unbestimmt oder bis zu einem gewissen Grade künstlich sein.

Gesteine, welche dieser oben von mir als Nordmarkite bezeichneten Serie von rüthlichen titanitführenden natronreichen Quarzsyeniten (in der Regel Hornblende-Quarzsyenite, seltener hornblendeführende Glimmer-Quarzsyenite, beide häufig ägirinführend) mit einem wahrscheinlich zwischen ca. 60 und ca. 67% schwankenden SiO_2 -Gehalt angehören, sind nun, wie gesagt, die herrschenden auf der ganzen Strecke zwischen Christiania und Mjösen, erstens in Nordmarken, dann in Hakedalen, ferner beiderseits Skrukkelein zwischen Hadeland und dem See Hurdalsvand, weiter zwischen Hurdalsvand und Mjösen, wahrscheinlich auch weiter nördlich. Die weniger SiO_2 -reichen Gesteine der Reihe scheinen in die Serie der Akerite überzugehen, die saureren gehen in die folgende Serie der Natrongranite über.

Die einzelnen Vorkommnisse in dieser kurzen Darstellung auch nur in ausserster Kürze zu berühren würde hier zu weit führen. Im Ganzen und Grossen sind sie über grosse Strecken sehr einförmig.

Ein Grenzverhältniss dieser Gesteine, von einer gewissen Bedeutung auch für unsere in dieser Arbeit besonders vorliegende Aufgabe, ist die ausserordentlich allgemeine Begleitung der Grenzen derselben durch an dieselbe geknüpfte Erzvorkommnisse, namentlich von Eisenerzen (Eisenkies und Magnetit) und Kupfererzen (Buntkupfererz, Kupferkies etc.) mit geordnetem Auftreten auch anderer Erze, Bleiglanz, Zinkblende etc. Kiese. Die hunderte von kleinen Schürfen, welche namentlich in

früherer Zeit bekannt waren, sind alle unbedeutend gewesen und haben mehr ein theoretisches als praktisches Interesse gehabt. Sie sind meisterhaft von J. H. L. Vogt (in seiner Abhandlung: »Norske Ertsforekomster« I (»Norwegische Erzvorkommnisse«) in Arch. f. Math. und Naturv. 9, 234—280) beschrieben; ich weise deshalb auf diese Beschreibung hin. Nach seiner Untersuchung sind die Erze nach der Eruption der hier als Nordmarkite bezeichneten Gesteine durch pneumatolytische Processe (in Analogie mit den Zinnsteinvorkommnissen an Graniten) gebildet; wie wir unten sehen werden, können wir auch für unsere nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der Grenzzone am Langesundfjord annehmen, dass die hier auftretenden Spuren von Zinkblende, Bleiglanz, Kupferkies etc. in einer besonderen pneumatolytischen Gangbildungsphase, welche der Bildung der Erzvorkommnisse längs den Grenzen der Nordmarkite analog ist, nach der Bildung der Hauptbestandtheile der Gänge abgesetzt sein müssen.

Entsprechend diesen so ausgebreiteten Gesteinen ist auch eine bedeutende Anzahl verschiedener Gangtypen sowohl aus dem Christianiathale selbst, als aus anderen Gegenden der eingesunkenen Landstrecke bekannt; derartige den Nordmarkiten zugehörige Ganggesteine sind in der That so zahlreich, dass selbst nur eine kurze Charakteristik der einzelnen Typen hier allzuweit führen würde; ich werde deshalb nur ein einziges Beispiel, welches allgemeineres Interesse hat, kurz erwähnen.

Es sind die hierher gehörigen, schon früher von mir beschriebenen*) Glimmersyenitporphyre (Glimmer-Quarzorthophyre) des Christianiathals, von Nakholmen, Bygdø, Näsodden, Killingen, Vækkerø, Sinsen, Rød etc., welche mächtige Gänge in der Silurformation und im Grundgebirge bilden. Der grosse Gang auf Näsodden, welcher theils durch die Silurformation in Kavringholmen auf der einen, theils durch Grundgebirge auf der anderen Seite der grossen Verwerfungsebene längs der Westseite der Halbinsel Näsodden und endlich auch durch die ältere Verwerfungsbreccie ebendasselbst durchsetzt, ist gleichalterig mit der späteren grossen Verwerfung der Ostseite des Christianiafjords auf dieser Strecke. Am Nordende des Ullernås scheint eine mächtige Gangmasse von diesem Typus durch den Akerit ebendasselbst durchzusetzen, was für das Altersverhältniss zwischen den Akeriten und den Nordmarkiten von Bedeutung ist. Aehnliche Gänge finden sich auch bei dem Fyllingdam und bei Tömter in Nordmarken etc. Dass diese Gänge sämmtlich in der That der Nordmarkitserie angehörig sind, wird ausser durch ihre chemische und mineralogische Zusammensetzung auch dadurch bewiesen, dass eines der Grenzgesteine in der Grenzreihe

*) Die silur. Etagen 2 u. 3, S. 285; Bildungsgeschichte des Christianiafjords I. c. S. 72 etc.

am Steenbruvand sehr nahe, wenn auch nicht absolut, mit ihnen übereinstimmt.

Diese Glimmer-Quarzorthophyre von dem Typus der Gänge von Bygdø, Nakholmen etc. zeichnen sich sämtlich dadurch aus, dass ihre Gänge eine merkwürdig basische Grenzzone (mit Anklängen an kersantitischen Typus) besitzen, wie ich schon in einer früheren Arbeit kurz erwähnt habe; wie gross in der That der Unterschied der Ganggrenze und der Gangmitte ist, geht aus den folgenden von G. Forsberg für meine künftige Monographie über die Eruptivgesteine des Christianiagebietes ausgeführten Analysen hervor.

	I.	II.	III.	Ia.	IIa.	IIIa.
SiO_2	43,33	47,05	58,80	54,59	52,89	64,84
Al_2O_3	17,88	18,52	16,84	24,29	20,84	18,57
Fe_2O_3	6,80	5,94	} 2,04	8,09	6,45	} 2,24
FeO	4,46	3,44		5,34	3,50	
MgO	4,99	4,24	2,75	5,94	4,77	3,03
CaO	2,18	4,71	0,70	2,60	5,29	0,78
Na_2O	3,53	3,58	5,44	3,96	4,03	5,97
K_2O	1,02	1,83	4,14	1,22	2,06	4,57
H_2O	3,36	2,70	2,79	—	—	—
$CaCO_3$	10,34	6,63	3,75	—	—	—
FeS_2	3,00	1,95	3,13	—	—	—
	<u>100,69</u>	<u>100,23</u>	<u>100,35</u>	<u>100,00</u>	<u>100,00</u>	<u>100,00</u>

I. Ganggrenze, Gang Vækkerö; Ia. frei von H_2O , $CaCO_3$ und FeS_2 berechnet.

II. Ein Fuss von der Ganggrenze ebendasselbst; IIa. desgl.

III. Gangmitte, ebendasselbst; IIIa. desgl.

Zahlreiche Detailbeobachtungen über die Beziehungen der basischen Grenzzone dieser Gänge zum Hauptgestein sind von Bedeutung für das richtige Verständniss des Mechanismus der Eruptionen überhaupt.

Die zahlreichen übrigen Gangtypen, welche ebenfalls den Nordmarkiten entsprechen, müssen hier unberücksichtigt bleiben; nur will ich erwähnen, dass z. B. die Beobachtungen an der Grenzzone des kleinen Lakolithen von Aueröd beweisen, dass einem und demselben Massengesteine recht verschiedenartig ausgebildete und selbst innerhalb nicht allzu enger Grenzen auch chemisch abweichende Grenzgesteine entsprechen können.

Was die Structurtypen der Ganggesteine der Nordmarkitserie betrifft, so sind bei weitem die meisten derselben orthophyrisch ausgebildet; doch kommen auch fast syenitisch struirte, andererseits auch saurere, aplitische

und selbst ausnahmsweise rein sphärolitisch struierte Ganggesteine vor. Einige der orthophyrischen Gangtypen gehen in an die Rhombenporphyre erinnernde Gänge über.

Deckenförmige, den Nordmarkiten entsprechende Gesteine habe ich bis jetzt nur wenig beobachtet; meine neueren Untersuchungen haben mir jedoch gezeigt, dass derartige Gesteine kaum fehlen dürften, obwohl ihre Ausscheidung von den übrigen Deckengesteinen der grossen Porphydecken schwierig werden dürfte. Als ein Beispiel von Gesteinen, welche mit grosser Wahrscheinlichkeit hierher gehörig sind, dürfte ein Porphyr von Eidsfoss am Südende des Ekern-Sees erwähnt werden können; derselbe ist bis jetzt als gewöhnlicher Rhombenporphyr aufgefasst worden. Unter dem Mikroskope zeigt das Gestein sich aber als ein sehr quarzreiches, bestehend aus einer ausgesprochen pöcilitischen Grundmasse von Quarzkörnern mit eingeschlossenen Feldspathtafeln, mit einem äusserst feinen Staub von Magnetit (?) erfüllt und fast ohne Spur anderer dunkler Mineralien. In dieser Grundmasse, welche, wie andere pöcilitische Grundmassen, ein hornsteinartiges Aussehen besitzt, finden sich nicht besonders reichlich auch kleinere und etwas grössere Einsprenglinge mit oft rhombischen Durchschnitten von theils Natronmikroklin, theils Natronorthoklas; die rhombischen Durchschnitte rühren aus einer Begrenzung durch ∞P und $2P\infty$ her.

Diese neue Gruppe von sauren Rhombenporphyren entspricht mit grösster Wahrscheinlichkeit den Nordmarkiten selbst als Decken (wie auch am Lakkolithen von Sande als Grenzfacies); ich bezeichne dieselben zum Unterschiede von den Nephelinrhombenporphyren und den gewöhnlichen Rhombenporphyren als: Quarzrhombenporphyre. Es ist offenbar bei diesen, wie bei den übrigen Rhombenporphyren, der grosse Natron- und Kaligehalt des Gesteins, welcher die eigenthümliche Ausbildung des Feldspath bedingt hat.

5. Reihe. Natrongranite (natronreiche Hornblendegranite, Arfvedsonitgranite, Aegiringranite) mit zugehörigen Grenz- und Ganggesteinen.

Bei der Kupfergrube »Grussletten« in der Nähe von Grorud wird der hier herrschende saure Nordmarkit von einem ca. 5 m mächtigen, NW—SO streichenden, verticalen Gange eines grünlichen Gesteins durchsetzt; die Randzone desselben ist dicht, die Mitte feinkörnig mit kleinen Einsprenglingen von Feldspath mit rectangulären Durchschnitten (oft mit Spuren von secundärer Umkrystallisation) und von kleinen glänzenden Nadeln von Aegirin (∞P . $\infty P\infty$. P). Unter dem Mikroskope zeigt sich die Grundmasse bestehend aus Orthoklas in kurzrectangulären Durchschnitten

und Quarz, meistens als Zwischenklemmungsmasse, beide sehr reichlich, ferner aus kurzen Stengeln von Aegirin, ebenfalls sehr reichlich; ausserdem fast nur Spuren von Apatit, wogegen Eisenerz in meinen Präparaten vollständig fehlt. Der Aegirin der Einsprenglinge zeigt bisweilen einen Kern von hellgrünem diopsidartigem Pyroxen, mit grösseren Auslöschungswinkeln; derselbe ist wohl kein echter Diopsid, sondern gehört der Diopsid-Aegirinreihe an.

Dieses im Nordmarkit aufsetzende Ganggestein ist demnach ein orthophyrisch ausgebildeter Aegiringranitporphyr; es ist ganz sicher ein sehr saures Gestein, denn ein ziemlich nahe übereinstimmendes, hellgrünes dichtes Gestein vom dem nordöstlichen Abhange des Varingkollen (dieser Gipfel, schon durch L. v. Buch's Reise bekannt, liegt SW. von Hakodalen, ca. 550 m hoch), gleichfalls im Nordmarkit, ergab bei einer von Herrn Särnström für meine Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes ausgeführten Analyse folgende Zusammensetzung:

SiO ₂	74.35
Al ₂ O ₃	8.73
Fe ₂ O ₃	5.84
FeO	1.00
MnO	0.22
MgO	0.07
CaO	0.45
Na ₂ O	4.54
K ₂ O	3.96
H ₂ O	0.25
	<hr/> 99.38

Auch dieses Gestein zeigte sich bestehend aus Orthoklas und Quarz, beide in isomeren Körnern, und unzähligen Nadelchen von Aegirin, ohne Spur von anderen Mineralien, namentlich auch hier ohne Spur von Eisenerz. Einsprenglinge von Mikroklin und Aegirin in hübschen Krystallen. Auch im Christianithale habe ich, ausser bei Grond, lose Blöcke von hierher gehörigen Ganggesteinen angetroffen. Ich bezeichne diese Gesteine, welche einen ganz neuen Gesteinstypus bilden, als Grondite; dieselben entsprechen unter den basischeren nephelinreichen Gesteinen den Tinguaiten.

Am Hofe Mellem-Löken im Auerdöfælde wird das hier herrschende basischere porphyrische Grenzgestein der Nordmarkitreihe von einem gleichfalls aus Feldspath (Orthoklas und Plagioklas, zum Theil Mikropertit), Quarz und Aegirin bestehenden feinkörnigen Ganggesteine durchsetzt; der Aegirin ist hier zum grossen Theile zersetzt, unter reichlicher Bildung von Magnetit und Quarz, der Magnetit selbst wieder zum Theil in Eisenoxydhydrat umgewandelt. Der Quarz tritt im Gestein nur als Zwischenmasse, der Feldspath in regelmässigen, rectangular begrenzten Krystallen auf.

Dies Gestein ist weniger reich an Aegirin, vergl. die Analyse oben S. 57, ist auch nicht distinct porphyrtartig mit eigenthümlicher eugranitischer Structur. Ich kenne ähnliche Gesteine auch von anderen Vorkommnissen.

Was das Ganggestein von Löken betrifft, so ist es wohl möglich, dass dasselbe nur die letzten sauren Magmaergüsse der Eruptivmasse des Aueröd-Lakkolithen repräsentirt und also in nächstem Zusammenhange mit diesem selbst steht. Was dagegen die Grorudite betrifft, so scheinen diese offenbar mit einer gewissen geologischen Selbständigkeit aufzutreten. Ich fehle kaum, wenn ich diese als mit grösseren chemisch analog zusammengesetzten Masseneruptionen, welche jünger als die Nordmarkite sind, in Verbindung bringe.

Von hierher gehörigen grossen Masseneruptionen kann besonders ein bedeutendes, ca. 300 (?) qkm grosses Eruptivgebiet von natronreichen Granitgesteinen angeführt werden, welches sich von dem See Ekern (Hamrefjeld, Gunildrudkollen etc.) theils nach Nordost beinahe bis zum Gebiete des Drammengranites, theils nach Südwest, quer über das Laugenthal (Hovdeböfjeld etc.) und noch ein Stück weiter über die grossen Wald- und Felsstrecken westlich vom Laugenthale, südlich von Kongsberg, erstreckt. Es verläuft hier ziemlich unregelmässig, aber im Ganzen doch ungefähr in nordsüdlicher Richtung eine Grenze zwischen den im westlichen Theile dieses grossen Felsengebietes herrschenden Augitsyeniten (theils Laurvikiten z. B. in Skrimfjeld, theils Akeriten z. B. in Valsfjeld südlich von Kongsberg) und rothen Quarzsyeniten (Nordmarkiten) einerseits und den im östlichen Theile desselben herrschenden natronreichen Granitgesteinen andererseits. Längs dieser Grenzlinie stösst man westlich von derselben in den älteren Eruptivgesteinen unaufhörlich auf zahlreiche, ungefähr von Osten nach Westen streichende, grössere oder kleinere (4 bis mehr als 20 m mächtige) Gänge von aplitischen Hornblendegraniten, oft reich an Arfvedsonit oder Aegirin; auf der Insel Gageln, am Nordende des Binnensees Ökteren, beobachtet man z. B., wie die Granitgangmasse ein grosses Bruchstück des älteren syenitischen Gesteins enthält; weiter südlich an demselben See (auf der Ostseite, ungefähr südöstlich von Bestulsäter) sieht man auch die Grenze zwischen einer hervorspringenden Partie des Hornblendegranit und des älteren Syenit ganz scharf markirt. Selbst so weit südlich wie bei Odberg im Laugenthale findet man noch saure Gänge, welche wohl als Ausläufer des grossen Natrongranitgebietes angesehen werden dürfen, in Augitsyenit. Die Süd- und Südostgrenze dieses grossen Natrongranitgebietes ist mir zu wenig bekannt, als dass ich dieselbe etwas genauer angeben könnte.

Die herrschenden Gesteine dieses grossen Gebietes von Natrongraniten sind namentlich in grosser Verbreitung rüthliche, quarzreiche Hornblendegranite. Die Hornblende ist in diesen Gesteinen oft in ungewöhnlichem Grade idiomorph begrenzt, oft mit ausgeprägtem Arfvedsonittypus, mit vorherrschen-

den grünen und blauen Farben, häufig von ein wenig Glaukophan begleitet; seltener kommt gemeinere grüne Hornblende herrschend vor; sehr häufig ist die Hornblende von Aegirin begleitet. Biotit ist in diesen Gesteinen dagegen zum Unterschiede von den Nordmarkiten, wie auch von der folgenden Serie in der Regel wenig verbreitet und fehlt am häufigsten vollständig. Der Feldspath ist oft Mikroklin, ganz häufig mikropertthitisch mit Albit verwachsen, auch zum Theil Oligoklas. Quarz immer sehr reichlich. Als Uebergemengtheile wohl stets und oft ganz reichlich Titanit und Zirkon, der erstere immer in grösseren, schon makroskopisch sichtbaren, hübschen Krystallen, häufig auch Orthit, ferner Eisenerze, namentlich Magnetit und Schwefelkies.

Die Structur ist gewöhnlich eugranitisch, immer körnig, nie mit sehr grobem Korn; der Feldspath zeigt unter dem Mikroskope sehr häufig in grösserer oder geringerer Verbreitung eine regelmässige Begrenzung gegen den Quarz, welcher jedoch zum Theil, namentlich längs der Grenzen, auch oft dazu geneigt scheint, in grösseren, gerundeten, einsprenglingsartigen Körnern aufzutreten. Kleindrüsige Structur ist überall vorherrschend.

Diese Gesteine, welche auf Grund ihres ganz vorherrschenden Feldspathgehaltes sich durch helle röthliche oder gelblichweisse Farben auszeichnen, sind somit häufig als Arfvedsonitgranite oder als Aegiringranite ausgebildet. Obwohl bis jetzt nicht eine einzige Analyse eines in grösserer Masse auftretenden Gesteins dieser Serie bekannt ist, dürften sie doch gewiss, theils auf Grund ihrer mineralogischen Zusammensetzung, theils auf Grund der vorliegenden Analysen verwandter Ganggesteine, mit grosser Sicherheit als natronreiche saure Gesteine mit einem um ca. 70 % variirenden SiO_2 -Gehalte, also als »Natrongranite«, angesehen werden können. Sie schliessen sich an die Nordmarkite so nahe an, dass sie petrographisch in dieselben übergehen; doch charakterisiren sie sich distinct durch den grösseren Quarzgehalt; auch unterscheiden sie sich durch die Beschaffenheit ihrer Grenzfacies und durch die Structur ihrer Gangapophysen.

Während nämlich die Grenzfacies der Nordmarkite sich durch einen gewöhnlich orthophyrischen Syenitporphyrcharakter auszeichnet, zeigt die normale Grenzfacies der jetzt beschriebenen Natrongranite ganz vorherrschend mehr aplitische*, Structuren mit Uebergängen in mikrogranitische und granophyrähnliche Structurformen. Als Beispiel einer solchen normalen lakkolithischen Oberflächenstructur kann die Grenze am Fusse des Österrödfeld etc., südöstlich von Vestfossen auf Eker, angeführt werden; längs der fast verticalen Verwerfungsgrenze bei Gunildrud ist die Structur

* Ich brauche diese Bezeichnung ohne Rücksicht auf den bisweilen auftretenden Muscovitgehalt; in den hier betreffenden aplitischen Gesteinen ist Muscovit fast nie vorhanden. Rosenbusch braucht die Bezeichnung panidiomorph-körnige Structur, M. Lévy nennt sie structure granulitique etc.

dagegen abweichend, stellenweise kaum einmal merkbar feinkörniger und vollkommen eugranitisch, beruhend auf dem abweichenden Charakter der Beschaffenheit der Grenzfläche an dieser Localität.

Auch die Apophysen und Gänge der Nordmarkite besitzen einen ausgeprägten orthophyrischen Syenitporphyrcharakter; bei den jetzt beschriebenen Natrongraniten dagegen haben sie ganz vorherrschend einen mehr eugranitisch aplitischen (z. B. Grenze bei Rökeberggrube auf Eker), seltener einen orthophyrischen Charakter (z. B. die Grorudite). Unter den aplitischen und eugranitischen Apophysen des grossen Natrongranitgebietes von Eker und beiderseits des Laugenthalles südlich von Kongsberg finden sich auch solche, welche durch einen reichlichen Gehalt an Flussspath charakterisirt sind, selbst in bedeutendem Abstände von der Massivgrenze selbst; dies ist z. B. mit einem kleinen liegenden Intrusivgange in Schichten des Orthocerenkalksteins bei Kjörstad unterhalb des Hovdeböfjelds (südlich von Kongsberg) der Fall. Derartigen Apophysen schliessen sich auch Gänge mit vollkommen pegmatitischer Structur nahe an; ein Beispiel derselben ist das im speciellen Theile genauer beschriebene Vorkommen des Akmit von Rundemyr (Kjernputten) auf Eker. Endlich finden sich auch längs der Nordwestgrenze des grossen Natrongranitgebietes als Ausläufer Gänge von Quarzporphyr; unter diesen kann erwähnt werden ein Gang am Fossäter auf Eker, makroskopisch dicht, grünlich, unter dem Mikroskope mit prächtiger gemischter pseudosphärolitischer und kryptokrystallinischer Grundmasse, worin Einsprenglinge von Quarz, Orthoklas und Biotit (umgewandelt in Chlorit, Magnetit, Quarz und Epidot).

Deckenförmige, den Natrongraniten entsprechende Gesteine kenne ich bis jetzt nicht, und möchte nach meiner jetzigen Erfahrung auch bezweifeln, dass solche durch nähere Untersuchung gefunden werden dürften. Jüngere deckenförmige Gesteine, als die, welche den Nordmarkiten entsprechen, sind mir bis jetzt überhaupt in dem ganzen Christianiagebiete nicht vorgekommen; wenn deshalb auch nach der Eruption der Nordmarkite deckenförmige Eruptivmassen heraufgepresst wurden, müssen sie wahrscheinlich durch die spätere Erosion vollständig entfernt sein. Vielleicht dürften sie noch in dem grossen Wald- und Felsengebiete beiderseits Ekern nicht ganz vergeblich gesucht werden können.

Ausser in dem grossen Gebiete von Natrongraniten beiderseits des Sees Ekern und des Laugenthalles finden sich ähnliche Natrongranite auch local in kleinen Vorkommen und wahrscheinlich an verschiedenen Stellen der grossen Wald- und Felsenstrecke nördlich von Christiania; so habe ich in Nordmarken am Jerringselv eine kleine Partie von weissem Aegirin-Arfvedsonitgranit, in Nordmarkit aufsetzend, angetroffen; die Ausdehnung dieses Gebietes kenne ich nicht. Rein local kommen auch z. B. bei Sognsvand

derartige, hier in die Nordmarkite geradezu übergehende, Aegiringranite vor.

6. Reihe. Normale Granitite mit zugehörigen Grenzgesteinen, Intrusivmassen und Ganggesteinen.

Von dem grossen offenen »Gaffen« des Christianiafjords zwischen Holmestrand und Moss im Süden beiderseits des Drammenfjords (nach Westen bis an das Sandethal, nach Osten beinahe bis an das Christianiafjord, welches bei Varpen ungefähr gerade gegenüber Dröbak erreicht wird) und weiter nach Norden beiderseits des Lierthales (nach Westen bis an Eker, nach Osten bis Asker, wo der Gipfel Vardeåsen südwestlich von Christiania noch dazu gehört) bis an das Tyrifjord (mit dem Holsfjord im Osten, dem schmalen südlichen Arme des Tyrifjords im Westen) erstreckt sich ein bedeutendes, ca. 700 qkm grosses Gebiet von Granitit, die schmale eingesunkene Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord in zwei Hälften theilend. Der nördlichste Theil dieses grossen Granitgebietes, die hübsch lakkolithisch abgegrenzte Felsenmasse zwischen dem Holsfjord und Modum, ist eigentlich durch einen schmalen Streifen von Silurschichten und älteren Eruptivmassen über Tage von dem grösseren südlichen Theile des Granitgebietes abgetrennt, ist aber trotzdem unzweifelhaft als mit diesem zusammengehörend aufzufassen.

Dieses bedeutende Granitgebiet besteht aus typischen normalen Granititen, mit einem SiO_2 -Gehalte, welcher nach den vorhandenen Analysen durchschnittlich ca. 76% ausmacht; diese Gesteine sind demnach die kiesel-säurereichsten aller in grösserer Masse auftretenden Eruptivgesteine der ganzen Strecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord.

In den gewaltigen Einschnitten des Drammenfjords und des Lierthales sind diese Granititmassen, welche sich im südlichen Theile (Knivsfjeld) zu ca. 300 m, im nördlichen (Gjevlekollen) zu beinahe 600 m erheben, jedenfalls zum Theil in ihren Kernpartien entblösst. Man findet deshalb auch hier an vielen Stellen und ziemlich durchgehend recht grobkörnige bis mittelkörnige, rein eugranitisch körnige Gesteine, im Allgemeinen von fleischrother bis ziegelrother Farbe. Das Gestein ist, wo man der Grenze nicht zu nahe kommt, oft über grosse Strecken sehr einförmig; Handstücke von Röd-tangen im S., Varpen bei Dröbak im SO., Tranby und anderen Stellen im Lierthale etc. zeigen sich fast identisch. Einige Variation im Aussehen des Gesteins entsteht dadurch, dass dasselbe bisweilen, nicht überall, auf rothem Hintergrunde weiss gefleckt ist, durch das Auftreten von zweierlei Feldspäthen, theils eines gelbweissen, oft stark zersetzten Oligoklases, theils röthlichen Orthoklases (oft Mikroperthit), ungefähr in gleicher Menge (z. B.

Häggedal-Station in Røken, Gipfel von Solbergfjeld WNW von Drammen etc.). Quarz ist immer reichlich vorhanden, oft in gerundeten Körnern, auf dem rothen Grunde durch graue Farbe abstechend. Charakteristisch ist überall die ausserordentliche Armuth an dunklen Mineralien, welche auch in den Analysen in dem niedrigen Gehalte an Eisenoxyden (0,5—4,5 %) ihren Ausdruck findet; im Allgemeinen sieht man nur äusserst sparsam Schuppen eines bräunlichen, oft chloritisirten Biotit, sowie Spuren von Eisenerz (in der Regel Magnetit). Von Uebergemengtheilen findet sich wohl immer und ziemlich gleichmässig verbreitet brauner Titanit in Krystallen der gewöhnlichen Form; bisweilen schliessen die Titanitkrystalle Körner und Krystalle eines gelblichen, stark lichtbrechenden Minerals ein, welches ich vielleicht für Anatas nehmen möchte, obwohl dieselben bisweilen auffällig genug nach der Verticalaxe prismatisch ausgezogen sind; sie kommen in den Titanitkrystallen auf eine solche Weise idiomorph begrenzt vor, dass sie nicht Umwandlungsproduct derselben sein können, sondern offenbar primärer Bildung sind (z. B. bei der Kirche von Tranby). Titanit kommt übrigens mit anderer Ausbildung auch als Zersetzungsproduct von titanhaltigem Eisenerz als Umrandung vor. Ferner finden sich Zirkon und Apatit beide gleichmässig vertheilt und in guten Krystallen besonders in den dunklen Mineralien. Die Altersfolge ist in der Regel: Apatit, Zirkon, Magnetit, Titanit, Biotit, Feldspath, Quarz. Von Drusenraumfüllungen und Neubildungen sind zu bemerken: Flussspath, Albit; Epidot, Chlorit etc.

Diese Gesteine, welche also ganz vorherrschend reine Biotitgranite oder Granitite sind, unterscheiden sich von den oben erwähnten Gesteinsserien namentlich dadurch, dass hier das Natron nicht mehr unter den Alkalien vorherrschend ist; zwar findet sich auch hier Natron (ca. 2—4 %) bisweilen in nahezu gleicher Menge mit dem Kali (ca. 4—4,5 %), in der Regel aber in etwas geringerer Quantität und in den vorliegenden Analysen niemals vorherrschend. Obwohl im Vergleiche mit den meisten Granitvorkommnissen zwar auch hier der Natrongehalt ziemlich hoch ist, können diese Granitite demnach doch nicht mehr mit demselben Rechte, wie die der vorigen Serie, als »Natrongranite« bezeichnet werden.

Wie die weiter unten mitgetheilten Analysen zeigen, ist der SiO_2 -Gehalt dieser Gesteine (durchschnittlich ca. 76 %) sehr hoch; ich möchte jedoch annehmen, dass dies vielleicht darauf beruht, dass die analysirten Varietäten theils selbst Grenzvarietäten waren, theils ziemlich nahe der Grenze vorkamen; denn von ca. 280 Analysen in J. Roth's Analysentabellen von »Graniten« sind nur ca. 20 ebenso sauer oder saurer, und diese sind wohl sämmtlich Gang- oder Grenzgesteine, nicht normale eugranitische Granite gewesen.

Die Grenzfacies dieser Gesteine ist besonders charakteristisch, indem dieselbe fast durchgehends verschiedene Varietäten des Granophyrtypus aufweist. Ich fasse dabei den Granophyrbegriff in weiterem Sinne (theilweise der »structure granulitique« der französischen Petrographen entsprechend) als die Zwischenstadien zwischen eugranitischen Graniten und holokrystallinen Quarzporphyren (Mikrogranitporphyren) oder Felsophyren umfassend, welche dadurch ausgezeichnet sind, dass der Feldspath und der Quarz theilweise in grösserer Ausdehnung gleichzeitig krystallisiren, indem der Quarz daneben auch theils als letzte Bildung, theils auch in deutlichen, obwohl in der Regel gerundeten, resorbirten und unvollkommen begrenzten Einsprenglingen auftritt, die selbst makroskopisch dem Gesteine oft ein eigenthümliches Gepräge geben. Auffällig genug habe ich echte typische Granophyre mit centrischen Verwachsungen von Feldspath und Quarz oder mit ausgesprochener makropegmatitischer Structur nicht angetroffen: die gewöhnliche Ausbildung der Granophyrstructur als Grenzfacies der jetzt beschriebenen Granite ist vielmehr gleichmässig zuckerkörnig, am häufigsten mit eingestreuten, oft recht grossen gerundeten Quarzeinsprenglingen, eine Art apolitische Granophyrstructur. Die durchschnittliche Korngrösse ist selbst an der Grenze nicht besonders fein: selbst weit von der Grenze aber sind in recht grobkörnigem Gesteine Körnern noch dasselbe Hauptpräge theilweise in der Structur erkennbar. Für die Grenzgesteine noch mehr, als für das Hauptgestein, ist ferner eine klein-drusige Structur und bisweilen auch grössere Drusenträume mit pegmatitischer-grosskörniger Ausfüllung durch Krystalle von Feldspath, Quarz, Biotit etc. charakteristisch. Die bekannten schwed. Stadien mit Krystallen von rothem Mikroklin 1/3 bis 1 cm gross, und Biotitquarz von Buchungen und Blömsbo, welche aus älterer Zeit in vielen Sammlungen vorhanden sind, stammen aus derartigen Drusenträumen in der Granitmasse selbst: ähnliche, aber ausserdem mit Rutil, Albit, Flussspath, Indur. etc. noch z. B. in dem Grenzgesteine des Südnorwegisches bei Drammen gefunden. Bisweilen findet man in derartigen kornbürtigen Grenzgesteinen auch eine theilweise Flussspathentopazisation: dies ist z. B. der Fall in einer Stelle der Grenzzone an der Sundbyen, nördlich von Holmestrand. Flussspath findet sich übrigens aus nur mikroskopisch nachweisbarer Beschränkung, sehr gewöhnlich in hochbiegsamigen Grenzgesteinen z. B. in dem von O. J. etc. beschriebenen Stadien von Drammen, welcher aber ein derartiges gewöhnliches Grenzgestein dieser Granithe gewesen ist. Seit dieser Zeit ist es von Thorsellöf von den Naturgelehrten, dass auch in den Drusenträumen der Grenzzone dieses die Sel. von Angitsyenit festgestellt wurde.

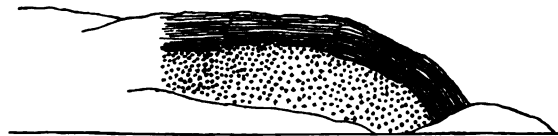
Diese normale, apolitisch-granulitische granulitische Grenzzone kann an zahlreichen Stellen ausgezeichnet studirt werden, als Beispiel mögen

erwähnt werden: die Ostseite der Sandebucht nördlich von Holmestrand; zwischen Ersvik und Bø und mehrere Stellen östlich von Rødtangen; an mehreren Orten bei Drammen, z. B. am Wege nach Konerudkollen, bei Narverud Grube, am Fusse des ca. 530 m hohen Solbergfjeld gegenüber Mjøndalen etc.; am Nordabhange von Vardeåsen in Asker; bei Varpen, schräg gegenüber Drøbak, am Christianiafjord, hier eine äusserst interessante Grenze gegen das Grundgebirge; oberhalb der Kirche von Tranby in Lier, längs des Songaflusses in Lier und an unzähligen Stellen auf der grossen Felsenstrecke zwischen Lier und Modum, »Finmarken« genannt, z. B. unterhalb des Gipfels des Gjevekollen (ca. 600 m hoch).

Die schönste Stelle für das Studium des geologischen Auftretens des Granitit und seiner Grenzfacies ist vielleicht die schon von L. v. Buch, von B. M. Keilhau*), später von Th. Kjerulf**) und J. H. L. Vogt***) beschriebene Grenze am Gipfel des Hørtekollen in Lier.

Unten am Fusse des (ungefähr 380 m) hohen Felsens besteht der an

Fig. 2.



Profil von Hørtekollen in Lier (380 m hoch).

vielen Stellen entblösste Berggrund noch aus einem ziemlich grobkörnigen, an einen aplitischen Granophyr erinnernden Granitit; über den Abhang hinauf, über den aus losen heruntergefallenen Blöcken bestehenden Thallus (norwegisch: »Ure«) des steilen Berges, steigt man über immer mehr und mehr feinkörnigen, kleindrusigen, aplitischen Granophyr immer höher und höher hinauf, bis plötzlich, wenn man ungefähr $\frac{2}{3}$ der Höhe des Felsens passiert hat, durch eine fast unbesteigbare, schroffe Wand von Silurschichten das weitere Aufsteigen gehindert wird. Diese wohl ungefähr 400 m hohe Wand besteht aus abwechselnden Kalk- und Schieferschichten der Silurformation (Et. 4 ?), welche deutlich wie eine uhrglasförmige Schale die gewölbte Oberfläche der Grenze des Granititlakkolithen bedecken; sie sind auf gewöhnliche Weise stark contactmetamorphosirt in violette Schieferhornfelse und grünliche bis grünlichweisse Kalksilicathornfelse in unaufhörlichem Wechsel. Ausserdem setzen zahl-

*) »Darstellung d. Uebergangsformation Norwegens«, Leipzig 1826 (übersetzt von C. F. Naumann), S. 70—74.

**) »Udsigt o. d. sydl. Norges Geol.«, 1879, S. 59.

***) »Nogle Bemærkninger om granit«, Kristiania Vid. selsk. forhandl. 1884, No. 9, S. 43.

reiche grössere und kleinere Apophysen von aplitischem Granophyr, Mikrogranitporphyr, Granititpegmatit etc. von der untenliegenden Grenzfläche aus nach oben durch die Silurschichten hindurch, schon in grossem Abstände durch ihre rothe Farbe abstechend. Man kann mit einiger Schwierigkeit auf der Grenzfläche selbst zwischen dem Granophyr und den Silurschichten eine längere Strecke passiren und sieht dann, wie die Apophysen von der Grenzfläche selbst nach oben in die Silurschichten hineinsetzen, sich verzweigen etc., und beobachtet zugleich, wie die Grenzfläche des Lakkolithen selbst ganz unregelmässig ist, indem sie bald plötzlich durch höhere Silurschichten schräg aufsteigt, bald sich wieder allmählich senkt. Das Grenzgestein selbst ist ein makroskopisch feinkörniger, rother aplitischer Granophyr oder Mikrogranit, bisweilen fast dicht, häufig kleindrusig, mit pegmatitischen Nieren und Spaltenausfüllungen, hier und da flussspathführend, ein Zeugniß von pneumatolytischen Processen *).

Es dürfte schwierig sein, eine zweite Stelle aufzuweisen, welche mit ähnlicher, zwingend überzeugender Beredtsamkeit das lakkolithische Auftreten der eugranitischen Gesteine beweist, wie diese Grenzzone des Hörtekollen. Wenn man auf der deutlich durch Erosion entblösten Granophyrobefläche steht, mit der dunklen, unbesteigbaren, mächtig imponirenden **) Wand der abgeschnittenen Silurschichten über sich, mit der schmalen, spaltenähnlichen Vertiefung des Holsfjordes tief unter seinen Füßen, und mit dem eingesunkenen gewaltigen, meilenweit verbreiteten Porphyrgelände östlich vom Holsfjord vor seinen Augen, so verschrumpfen alle theoretischen Stubenspeculationen, nach denen lakkolithische Intrusivmassen von grösserer Ausdehnung nicht existiren, weil die Annahme ihres Vorkommens »mit den mechanischen Erfahrungen in Widerspruch steht« ***). Sie verschrumpfen zu nichts, denn dort steht man ja auf der Oberfläche eines Lakkolithen, welcher jede andere Deutung brutal abweist; die mechanischen Erfahrungen des Laboratoriums zeigen sich nicht massgebend für die gigantischen Kräfte, mit welchen die Natur selbst operiren konnte.

Während die Hauptmasse der Apophysen, welche von der aplitischen Granophyrgrenze am Hörtekollen ausstrahlen, eine Structur, die derjenigen

*) Es verdient bei dieser Gelegenheit auch an das Vorkommen von Helvin am Hörtekollen erinnert zu werden. Nach H. C. Ström (Mag. f. Naturv. 1826, 7, 74) kam derselbe, mit Quarz, Glimmer, Feldspath, Flussspath, Magnetit und Molybdänit zusammen, auf der Grenze zwischen dem Granitit und den Silurschichten vor.

**) Schon L. v. Buch nennt den Hörtekollen »einen Berg, der ... ein so grüliches Précipice bildet, wie ich wenig ähnliche sah«.

***) Vergl. E. Reyer, »Theoretische Geologie«, Stuttgart 1888, S. 139.

des Grenzgesteines selbst am nächsten gleich kommt, und nur ausnahmsweise (in den älteren Apophysen) einen Quarzporphyrrhabitus aufweisen, sind die in grösserem Abstände von der Granititgrenze auftretenden, von derselben ausstrahlenden Spaltengänge in der Regel nicht aplitisches Granophyrartig, sondern haben gewöhnlich einen typischen Quarzporphyrcharakter, indem sie entweder als Mikrogranitporphyre oder als Felsophyre ausgebildet sind.

Als Beispiel hierhergehöriger Gänge kann der grosse, an mehreren Stellen 45 m mächtige Gang von Quarzporphyr bei Holmestrand, welcher von Katholmen, über Engenäs, Husdalen und in weiterer Fortsetzung im südlichen Theile der Stadt Holmestrand durch Sandstein, Augitporphyr und auf der Höhe durch Rhombenporphyr durchsetzt, erwähnt werden *).

Auch rein aplitische, muscovitführende Gänge finden sich übrigens näher der Granititgrenze in derselben Gegend, ebenso wie Gänge mit reiner Mikropegmatitstructur.

Am Fusse des Kroftkollen in Lier, rings um diese vorspringende Ecke des grossen Porphyrgebietes zwischen dem Christianiathale und dem Tyri-fjord, findet sich sowohl auf der Südseite, als auf der Westseite der steilen Wand desselben ein ziemlich mächtiger liegender Intrusivgang von Quarzporphyr, zum Theil mit felsophyrischer Ausbildung, welcher durch die höheren Glieder der paläozoischen Ablagerungen und die sie überlagernde Decke von Augitporphyrit unter spitzem Winkel schief aufsetzt.

Eine noch bedeutend mächtigere (vielleicht ca. 80 m) liegende Intrusivmasse, welche durch die Reihe der Augitporphyrite (Melaphyre, Spilite, Tuffe etc.) und den überliegenden Rhombenporphyr auf der Nordseite der Stadt Drammen schief durchschneidet, besteht aus einem ausgezeichneten, hell grünlichgrauen oder grauweissen, stark zerspaltenen, grösstentheils felsophyrisch ausgebildeten Quarzporphyr, zum Theil mit ausgeprägter fluidaler Structur, in einem prächtigen Profile in bedeutender Länge entblösst.

Noch viel grösser ist die Mächtigkeit und die Ausdehnung der ebenfalls zum grossen Theile felsophyrisch ausgebildeten Quarzporphyre auf der Südseite des malerischen Felsensees »Glittrevand« (mitten auf dem Fels- und Waldgebiete Finmarken, zwischen Modum und Lier), auch hier als eine Intrusivmasse, welche von älteren Syenitporphyren überlagert ist; auch am Westende von Garsjö bei Damkjern und an mehreren anderen Stellen dieser Felsenmasse finden sich ähnliche Quarzporphyre, bei Garsjö, SO. von Glittrevand, so tief in die Reihe der paläozoischen Formationen injicirt, dass sie von Silurschichten überlagert sind.

Kjerulf fasste diese Intrusivmassen von Quarzporphyren verschiedener Art als ursprüngliche Decken auf, und betrachtete dieselben des-

* S. »Bildungsgeschichte d. Christianiafjords«, l. c. S. 93.

halb, namentlich auf Grund des Profils vom Kroftkollen, wo sie scheinbar von Augitporphyriten und Rhombenporphyren überlagert werden, als älter als diese und als die ältesten Eruptivmassen aller postsilurischen Eruptionen des Christianiagesbietes überhaupt; eine genauere Durchforschung dieser Vorkommnisse zeigte mir indessen unzweifelhaft, dass sie Intrusivmassen und umgekehrt fast die jüngsten aller Eruptivgesteine des Christianiagesbietes sind.

Mit einem hohen Grade von Wahrscheinlichkeit können diese Vorkommnisse (eines derselben, dasjenige von Glittrevand ganz sicher) als die auskeilenden liegenden Randmassen angrenzender grösserer Lakkolithe von Granitit aufgefasst werden. So gehört der Quarzporphyr des Kroftkollen aller Wahrscheinlichkeit nach dem angrenzenden Lakkolithen im Lierthale an, welcher oben in dem »Paradiesbakken« auf der Höhe noch eine Schale der früher in grösserer Mächtigkeit zusammenhängend überlagernden Silurformation aufbewahrt zeigt und zwar in so stark contactmetamorphosirten Resten, dass dieselben das Erstaunen C. F. Naumann's und anderer älterer Forscher erregten. Der Felsophyr von Drammen ist ebenfalls wahrscheinlich nur eine auskeilende Randpartie der südlich von Drammen, z. B. im Konerudkollen, unter den überlagernden Silurschichten liegenden aplitischen Granophyrmassen.

Was den Felsophyr von Glittrevand betrifft, so geht dieser nach Westen hin in aplitischen Granophyr und Granitit über; es ist im östlichen Theile, wo das Gestein sich auskeilt und zwischen dunkleren unterliegenden Porphyrgesteinen und dem überlagernden helleren Syenitporphyr sich einschiebt (im Profile von Grasåsen), dass das Granitmagma an dem auskeilenden Rande mit felsophyrischem Charakter auskrystallisirt ist. An der Grenze zwischen dem Felsophyr und dem aplitischen Granophyr ist übrigens das Gestein durch pneumatolytische Processe in einen weissen Greisenporphyr (mit Quarz und Muscovit als Hauptmineralien, reichlich Schwefelkies, Spuren von Zinnstein etc.) umgewandelt.

Auch bei Ilen (am Abstieg von Glittrevand nach Gjethus Station) findet sich Quarzporphyr als Grenze einer zum Granititgebiete gehörenden Masse.

Es verdient bemerkt zu werden, dass fast sämtliche oben genannte Vorkommnisse von Quarzporphyr-Intrusivmassen weit oben in der Reihe der vor den Granititeruptionen vorhanden gewesenen Gesteine auftreten, indem sie über den fossilienführenden paläozoischen Schichten in den vorher ausgebreiteten basischeren Eruptivdecken erscheinen, was beweist, dass sie (mit anderen Worten) ziemlich nahe unter der damaligen Tagesoberfläche erstarrt sind; die Theile der Oberfläche, denen diese intrusiven Quarzporphyrmassen eingeschaltet sind, dürften demnach im Verhältnisse zu den angrenzenden Granititlakkolithen gewiss als relativ eingesunkene Landstrecken zu betrachten sein.

Analysen des am meisten eugranitischen Gesteines von Lier (zwischen dem Gomerudfeld und Tranby) I. des aplitischen Granophyrs (von Hennem) II und an der Grenze am Konerudwege) III. sowie des Quarzporphyrs von Drammen (aus der Intrusivmasse, nördlich von der Stadt) IV und (vom Kroftkollen) V. zeigen alle eine nahe übereinstimmende Zusammensetzung, jedoch mit deutlicher Zunahme des SiO_2 -Gehaltes nach der Grenze hin. Die Analysen I, II und V wurden von Herrn R. Mauzelius für meine künftige Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes, Nr. III und IV von P. Jannasch (l. c. S. 40 u. 376) ausgeführt; zum Vergleiche sind die Analysen a. und b. der durch ihre Zusammensetzung nahe verwandten Gesteine, die erste eines eugranitischen, die zweite eines granophyrischen Gesteines der von H. Rosenbusch *) beschriebenen »Granophyrdecke« von Roskopf angeführt; auch diese Gesteine scheinen nach den zahlreichen von Rosenbusch mitgetheilten Analysen zu urtheilen, eine Zunahme des SiO_2 -Gehaltes mit Ausbildung der Grenzstrukturen zu erweisen. Sollte auch die »Decke« von Roskopf vielleicht eine ursprüngliche, durch spätere Erosion entblösste Intrusivmasse sein?

	I.	II.	III.	IV.	V.	a.	b.
SiO_2	75.74	76.73	76.05	75.44	77.20	75.98	77.05
TiO_2	0.47	0.24	0.05	0.07	0.10	—	—
ZrO_2	—	—	0.42	0.34	—	—	—
Al_2O_3	13.71	12.70	11.68	12.33	12.11	13.36	12.64
Fe_2O_3	0.55	1.38	0.34	0.49	1.61	1.55	0.76
FeO			1.05	1.00		—	0.23
MnO	—	—	—	0.11	—	—	—
MgO	Spur	0.12	0.29	0.52	Spur	0.46	0.09
CaO	1.26	0.50	0.42	Spur	0.44	1.56	0.74
Na_2O	3.72	3.17	3.79	2.38	3.87	3.32	3.78
K_2O	4.69	4.55	5.09	7.13	4.07	4.42	4.50
H_2O	0.46	0.57	1.36	1.26	0.36	0.84	0.40
FeS_2	—	—	—	0.66	—	—	—
	100.30	99.96	100.54	104.73	99.46	101.50	100.19

Auch die Granitite (ebenso wie die Quarzporphyre) betrachtete Kjerulf als die ältesten sämtlicher postsilurischer Eruptivgesteine des Christianiagebietes; dies ist jedoch ebenfalls unrichtig, indem sie umgekehrt fast die jüngsten sind.

Typische Granitite, gleich denjenigen von Rødtangen und Lier, finden sich auch an verschiedenen Stellen auf der Strecke zwischen Christiania und Mjøsen, so auf der nordöstlichen Seite des Hakedal (z. B. bei Storjungen, ferner zwischen Björgesäter und Sand, hier in Gängen, welche den an-

*) »Die Steiger Schiefer« etc. S. 368—392.

grenzenden Quarzsyeniten des Nordmarkittypus entsprechen), und sind hier jünger als sämtliche oben erwähnte Gesteinstypen; dies gilt überhaupt von den Granitgesteinen auf der Strecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord. Nur das Verhältniss zwischen den Natrongraniten der Strecke Sandsvär-Eker auf der einen Seite und den Granititen des grossen Granitgebietes Rødtangen-Tyrfjord auf der anderen Seite ist mir bis jetzt nicht festzustellen gelungen; es dürfte in der That auch schwierig werden, entscheidende Beweise des relativen Alters dieser Gesteinsserien zu finden, da dieselben kaum direct aneinander grenzen. Eine Anzahl anderer Beobachtungen und Analogieschlüsse machen es aber sehr wahrscheinlich, dass die im mittleren Theile der eingesunkenen Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord aufsetzenden gewaltigen Granitmassen beiderseits des Drammenfjords und des Lierthales eben auch die allerjüngsten Eruptionen der ganzen oben erwähnten Reihenfolge der postsilurischen Eruptivgesteine repräsentiren und somit auch jünger als die sonst nahe verbundenen Natrongranite sind.

Deckenförmige Gesteine, entsprechend den jetzt beschriebenen sauren Granititen, sind mir gegenwärtig unbekannt und ich glaube auch kaum, dass solche künftig entdeckt werden dürften.

Hauptreihe B. Die jüngsten basischen Gangeruptivgesteine.

Sämtliche oben beschriebenen Eruptivgesteinsserien zeichnen sich dadurch aus, dass sie eine kontinuierliche Reihenfolge von ziemlich allmählich in einander übergehenden Gesteinen bilden, mit basischen Eruptionen anfangend, mit den sauren Granititen und ihren Aequivalenten endigend.

Auch nach der Eruption der Granitite sind aber später neue Eruptivmassen aufgedrungen: sowohl die Granitite, als sämtliche andere Gesteine des Christianiagebietes sind nämlich von einer unzähligen Menge, in der Regel nur wenig ($\frac{1}{2}$ —3 m, sehr selten bis zu 40 m) mächtiger, verticaler Spaltengänge von dunklen, meist feinkörnigen basischen Diabasgesteinen verschiedener Art durchsetzt; man findet unter diesen: Diabase, Diabasporphyrite, Proterobase und Proterobasporphyrite, seltener Glimmerdiabase und Glimmerdiabasporphyrite*); Mandelsteine sind unter diesen Gängen recht häufig.

Diese Gesteine zeigen alle möglichen Uebergänge ineinander; die verschiedenen Typen, welche ausgeschieden werden können, differiren relativ wenig und haben eigentlich nur rein locale Bedeutung. Von Interesse ist das häufige Vorkommen von Proterobasen mit oft sehr reichlicher brauner Hornblende. In chemischer Beziehung sind diese sämtlichen Gesteine nach den vorliegenden Analysen sehr nahe übereinstimmend und zugleich nahe verwandt mit den ältesten basischen Eruptionen der Hauptreihe A**).

Zum Unterschiede von den Gesteinen dieser Hauptreihe bilden sie nur unbedeutende Gangmassen, echte Spaltengänge von in der Regel ziemlich geradlinigem Verlaufe, öfters von kleinen Verwerfungen begleitet, in Richtungen, welche nicht zu viel von der N—S-Linie abweichen; sie finden sich als solche Gänge auf der ganzen Strecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord und nicht ausschliesslich auf der eingesunkenen Landstrecke, sondern auch ausserhalb derselben, in dem umgebenden Grundgebirge; dagegen fehlen entsprechende deckenförmige Gesteine, Intrusivmassen und Tiefengesteine vollständig.

*) Nicht Kersantite; die Einsprenglinge sind Plagioklas, die Structur und ihre Verwandtschaftsbeziehungen weisen diesen Gesteinen ihren Platz als Diabasgesteine an.

**) Vergl. meine Beschreibung dieser Gänge in: Die silur. Etagen 2 u. 3, S. 344 bis 346; Spaltenverwerfungen etc. l. c. S. 375—384; Geol. kart etc. l. c. S. 43—45.

4. Bildungsgeschichte des Christianiagebietes.

Als ein Hauptresultat der Untersuchung der postsilurischen Eruptivgesteine auf der eingesunkenen Landstrecke zwischen dem Mjøsensee und dem Langesundfjord ergibt sich, dass sämtliche Eruptionen der ersten Hauptreihe im Ganzen und Grossen eine continuirliche Reihe von ineinander übergehenden petrographisch, wie chemisch sehr nahe verbundenen Gesteinsserien bilden.

Nebenstehende Tabelle zeigt eine Zusammenstellung der Altersbeziehungen und der chemischen Zusammensetzung der erwähnten Gesteine; die chemischen Daten sind Mittelzahlen der vorliegenden ca. 70 brauchbaren Analysen, wovon ungefähr zwei Drittel auf Kosten der Institution »Lars Hierta's Minne« für meine künftige Monographie über die Eruptivgesteine des Christianiagebietes neu ausgeführt wurden.

In dieser Tabelle ist nur unsicher das Altersverhältniss zwischen den beiden jüngsten Serien, den Natrongraniten und den Granititen; da indessen die ersteren sowohl petrographisch als geognostisch mit den Nordmarkiten äusserst nahe zusammenhängen, und da diese bestimmt älter, als die Granitite sind, kann auch das genannte Altersverhältniss kaum zweifelhaft sein.

Wenn wir vorläufig von den allerjüngsten Eruptionen der Diabasreihe absehen, ergibt sich, dass für die übrigen Eruptionsserien eine bestimmte regelmässige Aenderung der chemischen Zusammensetzung des Magmas, aus welchem sie stammen, in den aufeinander folgenden Eruptionen stattgefunden hat.

Die ältesten dieser postsilurischen Eruptivgesteine sind basisch mit nur ca. 45—47% SiO_2 *); in der zweiten Serie ist zuerst bei den Laurvititen und zugehörigen Gesteinen der SiO_2 -Gehalt auf 54—60% gestiegen; ein intermediäres Gestein zwischen der ersten und zweiten Serie zeigte aber nur ca. 53%. Die Reihe der an Nephelin reichen Gesteine, welche die zweite Serie abschliessen, ist zwar im Ganzen ärmer an SiO_2 ; dies beruht aber nicht auf grösserem Reichthum an dunklen Mineralien, sondern offenbar darauf, dass ein grösserer Natrongehalt des Magmas eine reichlichere Krystallisation des SiO_2 -armen Nephelin veranlasste. In den folgenden Reihen nimmt der mittlere SiO_2 -Gehalt stetig zu.

Was den Al_2O_3 -Gehalt betrifft, so ist derselbe bei der ältesten Serie

*) Wahrscheinlich sind sogar die Gabbroproterobase und Camptonite noch basischer.

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ , FeO, MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
B.								
		46—49	13—16	15,5—18	8—4	8—6	4—4	4—2
	Diabase und verwandte jüngste Ganggesteine							
6. Serie	Granite und verwandte Gesteine	75—77,5	13,5—11,5	1,5—0,5	0,3—0	4—0	4—2,5	4—7
5. Serie	Natrongranite und verwandte Gesteine	69—75	15—9	(7)—4	0,5—0,4	1—0,5	5—4,5	4—5
4. Serie	Nordmarkite und verwandte Gesteine	60,5—67	20—17,5	4—3	4—0,5	2—1,5	7—6,5	5—6
3. Serie	Akerite und verwandte Gesteine (Uebergangs- serie)	58—62,5	19—16	9,5—6	2,5—1	5,5—2,5	6—3	2,5—5
2. Serie	b. Laurdalite und verw. Gesteine (Unterserie)	54—57	20—24,5	7—2,5	2—0,5	3—1,5	7,5—14,5	4,5—6
	a. Laurvikite und verwandte Gesteine	54—60	18—22	6—4,5	2—1	5—3	5,5—7	3,5—4,5
	Gangförmiges Uebergangsgestein (Diabas- porphyrit)	52,94	24,3	7,77	2,19	6,82	4,98	2,54
1. Serie	Gabbrodiabase und zugehörige Gesteine	45—47	13—15	16—12,5	14—7	12—9,5	1—3	0,5—4

niedrig (13—15), entsprechend dem geringeren Feldspathgehalte; steigt in der folgenden Serie, bis er bei den Laurdaliten ein Maximum (entsprechend dem hohen Al_2O_3 -Gehalte, ca. 33 %, des Nephelin) erreicht, sinkt wieder ein wenig in der intermediären Serie der Akerite, entsprechend dem hier noch bedeutenden Gehalte an dunklen Mineralien, steigt bei den feldspath-reicheren, noch relativ quarzarmen Nordmarkiten und sinkt nun mit zunehmendem Quarzgehalte bei den folgenden Serien.

Der Gehalt der vorzugsweise die dunklen Mineralien bedingenden Bestandtheile, der Eisenoxyde und der Magnesia, sinkt (abgesehen von der intermediären Serie der Akerite) continuirlich von den ältesten Eruptionen bis zu den Granititen.

Auch diejenige Base, welche die Basicität des Plagioklases bestimmt, das CaO , nimmt von den ältesten Eruptionen bis zu den Granititen ziemlich continuirlich ab.

Der Natrongehalt ist zuerst gering, steigt dann zu seinem Maximum (ca. 44,5 %) bei den nephelinreichen Laurdaliten, sinkt später (abgesehen von der intermediären Serie der Akerite) gleichmässig bis zu den Granititen und erreicht hier wieder ein Minimum mit ca. 2,5 %. Ebenso verhält sich der gesammte Alkaligehalt.

Der Kaligehalt ist dagegen im Ganzen (abgesehen von der intermediären Serie der Akerite) in Zunahme von der ersten bis zur sechsten Serie.

In mineralogischer Beziehung sind die ältesten Gesteine reich an dunklen Mineralien, arm an Feldspath, ohne Quarz; in den jüngeren wird Quarz immer reichlicher von der Serie der Akerite ab. Der vorherrschende Feldspath der ältesten Reihe ist Plagioklas, der jüngeren Orthoklas; in der zweiten Serie ist zugleich der Nephelin von Bedeutung.

Ebenso finden wir, dass von den ältesten bis zu den jüngsten Eruptionen (wieder abgesehen von der allerjüngsten Serie) eine stetige Aenderung der petrographischen Beschaffenheit der auf-

sich theils zu, den Akeriten entsprechenden, Deckenporphyren ab, theils setzen sie in den sauren Quarzrhombenporphyren fort (dass unter den Ganggesteinen auch Nephelinrhombenporphyre vorkommen, wurde schon oben erwähnt). Die orthophyrischen, der Akeritserie angehörigen Grenzgesteinstypen setzen wieder in späteren Eruptionen durch immer saurere Syenitporphyre mit orthophyrischem Typus fort, welche ihrerseits in Quarzporphyre übergehen. Unter den Gangtypen habe ich z. B. Uebergangsserien gefunden von den trachytoiden Nephelinsyeniten, die ich als Foyaite bezeichne, zu nephelinfreien und quarzfreien oder quarzhaltigen trachytoiden Gangsyeniten (ich bezeichne sie als »Hedrumite«), von diesen wieder zu jüngeren sauren trachytoiden quarzsyenitischen Ganggesteinen etc. Eine andere Serie geht von den nephelinreichen Tinguaiten zu den sauren Groruditen; vorstehende Beispiele könnten noch ansehnlich vermehrt werden.

Diese Uebereinstimmung zwischen der petrographischen und der geologischen Reihenfolge scheint mir unzweideutigen genetischen Zusammenhang der aufeinander gefolgtten Eruptionen zu beweisen.

Es wird dieser genetische Zusammenhang namentlich durch die merkwürdige Thatsache bestätigt, dass der grösste Theil der zahlreichen Gesteinstypen, welche aus dieser eingesunkenen Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord, nach meinen oben in kurzem Resumé dargestellten Untersuchungen, bekannt sind, ausschliesslich oder so gut wie ausschliesslich dieser Landstrecke eigenthümlich sind und in entsprechenden Varietäten bis jetzt an keiner anderen Localität auf unserer ganzen, weiten Erde gefunden wurden. Die Laurvikite, die augitführenden Glimmersyenite, die Rhombenporphyre, die Hedrumite, die Laurdalite, die Nephelinporphyre, die Nephelinrhombenporphyre, die Glimmertinguaiten, die Akerite, die Nordmarkite, die Quarzrhombenporphyre, die ägirinreichen Natrongranite, die Grorudite, etc. etc. sind lauter einzige, ausschliesslich aus diesem Eruptivgebiete bekannte Gesteinstypen; auch eine Anzahl anderer, in dieser kurzen Darstellung nicht näher berührter Gesteinsarten, namentlich von Ganggesteinen, bietet ganz eigenthümliche Typen dar; wieder andere, z. B. die Gabbroproterobase, die Camptonite, gewisse Kersantite, Augitdiorite, Minnetten, Orthophyre etc., sind zwar von anderen Stellen bekannt, haben jedoch dann theils einen abweichenden Habitus, theils sind sie auch anderswo seltene Typen.

Das merkwürdige Verhältniss, dass dies classische Eruptivgebiet von einer solchen Fülle eigenthümlicher Gesteinstypen charakterisirt ist, die anderswo unbekannt sind, hier aber nahe verbunden als oft meilenweit herrschende Gesteine auftreten, kann auch gar nicht dadurch erklärt

werden, dass im Christianiagebiete alle möglichen Gesteinsarten bekannt sind; im Gegentheil fehlen ihm viele anderswo ganz gewöhnliche Gesteinstypen. So findet sich im ganzen Christianiagebiete unter seinen Tiefengesteinen kein einziges echtes Gabbrogestein, kein Diorit etc. Die ganze Suite der Gesteinstypen zwischen den Laurvikiten und den Natrongraniten sind eben durch ihren durchgehends sehr hohen Natrongehalt ausgezeichnet, eine charakteristische Eigenthümlichkeit, welche noch bestimmter die innige genetische Verwandtschaft der Gesteine der ganzen Eruptions-epoche von den ältesten Gesteinen bis zu den Granititen beweist*).

Dieses auffällige Verhältniss, dass also im Christianiagebiete**) die auf einander gefolgten Eruptionen von postsilurischem Alter aus vielen Gründen mit grösster Wahrscheinlichkeit als genetisch innig verbunden betrachtet werden müssen, indem zwischen ihrem relativen Alter und ihrer Zusammensetzung offenbar ein bestimmtes Verhältniss stattfindet, so dass die ältesten basisch, die jüngeren immer saurer (die allerjüngsten wieder basisch) sind, scheint mir nur auf eine Weise befriedigend erklärt werden zu können, nämlich so, dass die aufeinander gefolgten Eruptionen aus einem gemeinsamen abgesperrten und abgegrenzten »Magma bassin« stammen müssen***); wenn sie näm-

*) Es verdient an dieser Stelle daran erinnert zu werden, dass keine einzige wirkliche Ausnahme von der genannten Gesteinsfolge durch meine Beobachtungen bis jetzt bekannt ist; ein paar scheinbare Ausnahmen (unter den Ganggesteinen saure Quarzporphyrische Keratophyre, die nicht mit den jüngsten Quarzporphyren verwechselt werden dürfen etc.) zeigten sich bei der näheren Untersuchung nur als scheinbare und lassen sich leicht erklären (vergl. auch die Grenzfaciesbildung des Lakkolithen von Ramnäs etc.); sie konnten in dieser kurzen Darstellung nicht berücksichtigt werden.

**) Dasselbe, was für das Christianiagebiet gilt, dürfte in grosser Ausdehnung auch für andere Gebiete gelten. In einer Vorlesungsserie auf der Hochschule zu Stockholm habe ich versucht, Analogien aus anderen Gebieten zu finden; obwohl eine so vollständige Reihenfolge wie die des Christianiagebietes anderswo kaum bekannt ist, fehlen Beispiele weniger vollständiger analoger Reihenfolgen nicht. Ich erinnere an die v. Richter'sche Serie: 1) (Propylit), 2) Andesit, 3) Trachyt, 4) Liparit, 5) Basalt; die von A. Geikie meisterhaft beschriebenen tertiären Eruptionsreihen von den britischen Inseln, die von J. Teall beschriebenen Gesteine der Cheviot Hills (Geol. Mag. 1883, S. 406 bis 421), die von M. E. Wadsworth beschriebene Serie von Massachusetts (Geol. Mag. 1883), die von D. Irving beschriebenen Eruptivgesteine der »Keweenaw series« (U. S. geol. Surv. Mon. V, 1883) etc. etc.

Ueberhaupt findet man sehr häufig, dass unter den Eruptionen einer zusammengehörigen Eruptionsepoche (allein solche sind hier zu berücksichtigen) die älteren basischer, die jüngeren immer saurer, die jüngsten wieder sehr basisch sind.

**) A. Geikie hat offenbar eine ähnliche Vorstellung gehabt, wenn er »The history of volcanic action during the tertiary period in the British Isles«, Transact. of the roy. soc. of Edinburgh, 35, II, 1888) von »a vast subterranean lake or sea of molten rock« spricht. Auch Judd's »petrographischen Provinzen« (S. Quart. Journ. of the geol. soc. 1886, S. 54) liegt wohl ein ähnlicher Gedanke zu Grunde.

Die älteren ähnlichen Vorstellungen von Cartesius, Angelot und Leblanc,

lich aus einer nicht abgeschlossenen, mit einem allgemeinen gluthflüssigen Erdinnern zusammenhängenden Magmamasse herrührten, würde es wohl unerklärlich gewesen sein, wie die Diffusion eine derartige regelmässige successive Aenderung der Zusammensetzung der auf einander folgenden Eruptivmassen, wie die beobachtete, hätte ermöglichen können.

Die Erklärung der thatsächlich stattgefundenen Aufeinanderfolge der Eruptionen durch die Annahme, dass sie aus einem gemeinsamen, abgesperrten Magmabassin stammen, scheint schon bei den jetzigen Kenntnissen angedeutet werden zu können.

Das Magma dieses Bassins hat sich als eine hydatopyrogene Silicatlösung verhalten (Scheerer, Bunsen, Rosenbusch, Iddings, Teall, Judd etc.). Die Krystallisationsfolge ist deshalb in erster Linie durch den Grad der Schwerlöslichkeit der im Magma vorhandenen Verbindungen bestimmt; die zu jeder Zeit stattgefundene Zusammensetzung des Magmas, die Temperatur (Abkühlungsgeschwindigkeit), der Druck und dessen Aenderungen, sowie die Einwirkung der sogenannten »Agents minéralisateurs«, müssen für die zu jeder Zeit im Magma stattgefundene Krystallisation massgebend gewesen sein.

Nach Soret's Untersuchungen über die Diffusion gesättigter Lösungen beim Abkühlen ist es, worauf schon Teall u. A. aufmerksam gemacht haben, wahrscheinlich, dass in dem Magma die am schwersten löslichen Verbindungen nach der Abkühlungsfläche (der oberen Fläche des Magmabassins) hin diffundiren mussten. Vielleicht begann schon hier eine theilweise Krystallisation; die basischen Einschlüsse fremdartiger Beschaffenheit, die in manchen, namentlich abyssischen, Gesteinen bekannt sind, dürften vielleicht derartige, schon im Magmabassin angefangene Krystallisationen repräsentiren. Am Anfange der Eruptionen ist also im Magmabassin längs dessen oberer Grenze eine Schicht von relativ basischer Mischung (weil die basischen Verbindungen im Allgemeinen am schwersten löslich) vorhanden gewesen; die ältesten Eruptionen mussten deshalb relativ basisch sein. Die fortgesetzte Diffusion nach der Grenzfläche des Magmabassins hin musste nun der gewöhnlichen, ziemlich gut bekannten Krystallisationsfolge der Tiefengesteine ungefähr analog werden (weil beide in erster Linie von der Schwerlöslichkeit der im Magma enthaltenen Verbindungen abhängig); alsdann musste aber dieser letzteren auch die weitere Eruptionsfolge

Hopkins, Bunsen (»die Bunsen'schen Heerde«), Durocher, Sartorius von Waltershausen etc. hier zu referiren, würde zu weit führen; sie waren in wesentlichen Beziehungen auf anderen Voraussetzungen, als die meinigen, basirt. Meine Auffassung der Eruptivmassen des Christianiagebietes als aus einem gemeinsamen Magmabassin stammend, legte ich zum ersten Male auf der skandinavischen Naturforscherversammlung in Christiania 1886 dar.

analog werden *). Dies wird nun eben auf glänzende Weise durch die Beobachtung über das Verhältniss zwischen der Altersfolge und der Zusammensetzung der Eruptivgesteine des Christianiagebietes bestätigt. Ebenso wie die Krystallisationsfolge in einem Eruptivmagma in erster Linie von seiner Zusammensetzung abhängig sein muss, so musste die Eruptionsfolge in erster Linie von der Durchschnittszusammensetzung der gesamten, ursprünglich im Magmabassin vorhanden gewesenen Magmamasse abhängen; für das Magmabassin, welches ich als einst unterhalb des Christianiagebietes vorhanden annehme, dürfte diese Durchschnittszusammensetzung eine ziemlich natronreiche gewesen sein.

Ich stelle mir die Mechanik der Eruptionen im Christianiagebiete in folgender Weise vor:

Unterhalb des jetzigen Christianiagebietes ist ein Magmabassin vorhanden gewesen**), längs dessen oberer Dachfläche sich also nach und nach eine relativ basische Magmaschicht sammelte. Ueber derselben befand sich von dem cambrischen bis zum Anfange des devonischen Zeitalters ein Meer, welches nach und nach mit Sedimenten von zusammen ungefähr 4000 Fuss Mächtigkeit angefüllt wurde.

Es dünkt mir nicht unwahrscheinlich, dass diese Sedimentmasse schliesslich einen so bedeutenden Druck auf ihre Unterlage ausüben musste, dass schon dadurch eine Tendenz zum Einsinken derselben in das darunter befindliche Magmabassin entstehen musste. Gerade am Ende des Absatzes des devonischen Sandsteins finden wir nämlich, dass die ersten Spaltenbildungen in der Unterlage entstanden, durch welche die Eruptionen der Reihe der basischen Gabbrodiabase etc. erfolgten; die deckenförmigen Melaphyre und Augitporphyrite dieser Serie, welche sich über dem Sandsteine ausbreiteten, wechseln in den unteren Bänken noch mit dünnen Sandsteinschichten; diese ältesten Eruptionen gehören demnach aller Wahrscheinlichkeit nach dem alten rothen devonischen Sandsteine***) (Old red sandstone) an. Gleichzeitig mit dem Aufpressen dieser Massen hatte schon die Faltung der Silurschichten angefangen; ich bin jetzt geneigt, eben den Anfang der Faltung in Verbindung mit dem beginnenden Einsinken in das untenliegende Magmabassin zu setzen.

*) Auch von Teall u. A. ist ein ähnlicher Gedanke früher angedeutet worden.

**) Wie die erste Bildung desselben zu erklären ist, darüber will ich vorläufig keine Ansicht aussprechen.

***) Die Auffassung Kjerulf's, welcher ich auch selbst früher folgte, dass das Conglomerat und die obersten Sandsteinschichten discordant über dem devonischen Sandstein und über der vorher gefalteten Silurformation abgelagert seien, ist unrichtig. Weder Faltung noch Erosion hat vor den Eruptionen im Christianiagebiete stattgefunden (s. unten).

Durch die Eruptionen der ältesten Serie war das Magma des Bassins einer bedeutenden Menge der am meisten basischen Verbindungen beraubt worden; die Magmaschicht, welche sich jetzt unterhalb der Dachfläche des Magmabassins nach und nach sammelte, musste jetzt nach dem Gesetze der Diffusion (der Krystallisationsfolge analog) saurer sein, weniger reich an Kalk, Magnesia etc., relativ reicher an Natron werden. Unter weiterem Einsinken in das Magmabassin entstanden nun die gewaltigen Spaltenbildungen längs der jetzigen Linie des Langesundfjords und bei Porsgrund, wobei die grossen hier einsinkenden Landstücke durch reinen hydraulischen Druck wieder die unter der Dachfläche des Magmabassins angesammelten jetzt natronreicheren Magmaschichten aufpressen mussten (Serie der Laurvikite); dass durch fortgesetzte Einsenkungen noch natronreichere Magmamassen (Unterserie der Laurdalite) aufgepresst wurden, steht ganz im Einklange mit der Krystallisationsfolge der Nephelinsyenite, wo der Eläolith bei den echten Tiefengesteinen zum grössten Theile nach dem Feldspath auskrystallisirt erscheint.

Nachdem die relativ unbedeutenderen Aufpressungen des Gesteinsmagmas der Serie der Akerite*) stattgefunden hatten, geschahen nun grosse Einsenkungen namentlich im westlichen Theile des Landstückes zwischen Skien und Kongsberg und noch mehr auf der Strecke nördlich von Christiania, unter Aufpressen des jetzt immer saureren und saureren Magmas, wodurch die Serie der Nordmarkite gebildet wurde. So fand noch ferner die gewaltige Einsenkung auf der Strecke südlich von Kongsberg, zwischen Sandsvär und Hougsund statt, wodurch das noch saurere Magma der Serie der Natrongranite längs der hier nachgewiesenen grossen Verwerfungslinie aufgepresst wurde. Danach folgten die bedeutendsten Einsenkungen der ganzen Eruptionsepoche, eben in den centralen Theilen der ganzen eingesunkenen Landstrecke, wodurch die Hauptspalten des Christianiafjords, des Drammenfjords und des Lierthales mit seiner Fortsetzung in der Spalte des Holsfjords etc., unter Aufpressen des jetzt bis zum äussersten Grade sauer gewordenen Magmas der Granitserie, gebildet wurden. Das Aufpressen dieser Massen ist ganz offenbar von einer bedeutenden Zusammenpressung und Faltung der übrigens schon bei den früheren Eruptionen theilweise gefalteten Silurschichten begleitet gewesen; in dem Drammenthale, im Lierthale, an der Südseite des Tyrifjords etc. entsprechen die Falten der Silurschichten den Wellen der unterliegenden lakkolithisch eingepressten Granitite, und die Silurschichten sind unzweifelhaft durch das Aufpressen dieser selbst theilweise gehoben.

Vielleicht dürften durch diese wiederholten bedeutenden Einsenkungen

*) Die eigenthümlichen Verhältnisse der intermediären Serie der Akerite genauer zu erklären, würde hier zu weit führen.

in das Magmabassin, welche zusammen auf mehrere tausend Fuss (vielleicht auf mehrere tausend Meter) Sprunghöhe geschätzt werden müssen, die einsinkenden Schollen fast den Boden des Magmabassins erreicht haben, so dass weitere bedeutendere Einsinkungen unmöglich waren, weitere Aufpressungen von Magma aus dem zum grössten Theile erschöpften Bassin deshalb auch nur in beschränktem Grade stattfinden konnten. Jedoch sind, wie die Beobachtungen zeigen, noch schliesslich auch nach den gewaltigen Eruptionen der Granitite kleine Einsenkungen längs ungefähr nordöstlicher Spalten geschehen, wodurch die unbedeutenden Gangspaltenausfüllungen der jüngsten Diabasgesteine des Christianiagebietes aufgepresst wurden; weshalb diese letzten Eruptionen wieder basisch sind, ist nicht leicht zu erklären. Ich denke mir, dass im Magmabassin selbst bei der früheren Abkühlung längs der Dachfläche eine anfangende Krystallisation in geringer Ausdehnung stattgefunden habe; diese ersten Krystallisationsproducte mussten basische sein. Schwerer als das Magma, mussten sie nach und nach theilweise zu Boden sinken und hier in grösserer Tiefe, bei der hier herrschenden höheren Temperatur, wieder aufgelöst werden. Dieser Bodensatz der früheren Eruptionsgeschichte des Magmabassins musste schliesslich eine basische Bodenschicht des Magmas bilden, welche bei dem endlichen Ausleeren des Bassins zum Schlusse der ganzen Eruptionsepoche basische Eruptionen liefern musste*).

Auf die Erklärung der gegenseitigen Beziehungen der Gesteine jeder einzelnen Serie zu einander genauer einzugehen, würde hier zu weit führen. Da die lakkolithischen Tiefenmassen für die Ganggesteine und die superficiellen Gesteine gleichsam Magmabassins im Kleinen dargestellt haben, ist deren Bildung zum Theil, aber der ganz veränderten Verhältnisse in dem höheren Niveau wegen, wo schon in grösserem Umfange Krystallisationen begannen, auch nur theilweise und zum geringen Theile eine analoge.

Auf die zahlreichen Fragen, welche mit der oben dargestellten, nur kurz angedeuteten Auffassung in Verbindung stehen, hier genauer einzugehen, ist nicht meine Absicht gewesen und muss auf eine spätere Arbeit, auf meine Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes, aufgeschoben werden.

Trotzdem schien es mir selbst in der vorliegenden mineralogischen Arbeit für das richtige Verständniss der Genesis der Mineralvorkommen, mit welcher wir uns hier zunächst beschäftigen wollen, von Bedeutung, als

sehr ähnlich analoger Gedanke ist schon von Teall (Geol. mag. 1885, S. 119) worden.

nöthige geologische Grundlage eine kurze Uebersicht der ganzen Eruptionsgeschichte der Eruptivmassen des Christianiagebietes vorzuschicken, da die Mineralvorkommnisse selbst ja diesen Eruptionsbildungen angehören.

In der eng zusammengedrängten Darstellung dieser geologischen Einleitung zu einer mineralogischen Arbeit ist aber natürlich kein Raum für die nähere Prüfung der zahlreichen Einwendungen, welche gegen diese Hypothese über die Erklärung der tatsächlich stattfindenden genauen genetischen Verwandtschaft der mächtigen Eruptivmassen des Christianiagebietes gewiss erhoben werden können; die innige Verwandtschaft derselben, sowie der Hauptsache nach ihre durch meine Untersuchungen festgestellte Altersfolge sind Thatfachen, welche, wenn meine Andeutung einer Erklärung derselben auch bei weitem nicht genügend befunden werden sollte, feststehen. Selbstverständlich konnte ich in dieser kurzen Uebersicht selbst das Beobachtungsmaterial, worauf sich meine Auffassung gründet, nur ganz unvollständig vorlegen; man muss sich daran erinnern, dass diese Eruptivmassen bedeutende Strecken einnehmen, und dass die hinreichende Durchforschung derselben keine in beschränkter Zeit zu bewältigende Arbeit ist. Im Ganzen sind ja auf dem eingesunkenen Landstreifen zwischen dem Mjönsensee und dem Langesundfjord wenigstens 6000 qkm von diesen Eruptivgesteinen bedeckt: nämlich ca. 900 von Augitsyeniten, Glimmersyeniten und Nephelinsyeniten, ca. 2900 von quarzführenden Syeniten, Quarzsyeniten und Natrongraniten, ca. 800 von Graniten der Kalireihe, also zusammen ca. 4600 qkm von eugranitischen Tiefengesteinen, wozu noch ca. 1400 qkm kommen, welche von porphyrischen Deckengesteinen eingenommen sind. Wenn man bedenkt, dass die so viel besprochenen Eruptivgesteine des Harzes kaum 300 qkm, die so viel durchforschten Eruptivmassen am Monzoni und bei Predazzo noch weniger Flächenraum einnehmen, wird man vielleicht besser die Grösse der Verhältnisse der oben kurz erwähnten Eruptivmassen verstehen. Da die günstigen geologischen Relief- und Oberflächenverhältnisse des Christianiagebietes so unzählige schöne Aufschlüsse liefern, ist die oben gegebene Zusammenstellung nicht auf vereinzelte zweifelhafte und vielleicht anders zu deutende Beobachtungen, sondern auf ein reiches Material übereinstimmender Erfahrungen gegründet; wenn auch noch manche aufklärende Ergänzung geliefert und die eine oder die andere Detailbeobachtung vielleicht anders gedeutet werden kann, die Hauptzüge der Eruptionsgeschichte dieser langen Reihe von Gesteinen können jetzt als festgestellt betrachtet werden.

Ich darf dies auch namentlich gegenüber der neuerdings von E. Reyer (Theoretische Geologie, 1888) aufgestellten Hypothese über die Bildung der abyssischen Gesteine (Granite, Syenite etc.) behaupten; nach dieser Hypothese sollen die Tiefengesteine superfusive marine Eruptionen in tiefem Meere sein, älter als die überlagernden Sedimente, deren Contactmetamor-

phose dadurch zu erklären wäre, dass die genannten Eruptivmassen sich durch unermessliche Zeiträume flüssig gehalten hätten und von Zeit zu Zeit Nachschübe erlitten haben sollten, wodurch Gänge in die überlagernden Schichten aufdringen konnten und diese gehoben wurden etc. etc. Obwohl es hier nicht der Ort ist, Beweise für meine Behauptung vorzulegen — ich werde es seiner Zeit an anderer Stelle thun — kann ich doch nicht unterlassen, bestimmt zu präcisiren, dass zahlreiche Beobachtungen an den ausgezeichneten Aufschlüssen des Christianiagesbietes genügend erweisen, dass diese Hypothese Reyer's vollkommen unhaltbar ist und keinen Einfluss auf die Deutung des Beobachtungsmaterials, auf welchem die oben aufgestellte Altersfolge der Eruptivgesteine des Christianiagesbietes gegründet wurde, ausüben kann.

Es würde von grossem Interesse sein, die Reihenfolge der Ergüsse der einer gemeinsamen Eruptionsepoche angehörigen Eruptivgesteine auch von anderen Gegenden vergleichsweise zu berücksichtigen; der Zweck dieser Arbeit erlaubt es aber nicht. An manchen Stellen scheint jedenfalls so viel aus den betreffenden Publicationen hervorzugehen, dass basische Gesteine die Eruptionsepoche anfangen, saurere Gesteine fortsetzen; oft ist schliesslich wieder eine Serie basischer Eruptionen nach den sauren erfolgt.

Wo keine Regelmässigkeit der Reihenfolge zu beobachten ist, könnte man ja nach meiner Hypothese eine Erklärung finden durch die Annahme, dass die Eruptionen nicht aus einem während der ganzen Eruptionsepoche abgeschlossenen Magmabassin stammen; in anderen Fällen können vielleicht scheinbare Unregelmässigkeiten dadurch entstehen, dass mehrere nach einander folgende, getrennte Eruptionsepochen verwechselt worden sind. Auch müssen natürlich die aus den ungleichen Faciesbildungen der einzelnen Eruptionsserien herrührenden scheinbaren Abweichungen der Reihenfolge berücksichtigt werden.

Die Contactmetamorphose

der an die Tiefengesteine angrenzenden Gesteine, namentlich der Sedimente, ist auf der ganzen Strecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord in ungewöhnlicher Schönheit zu studiren. Ueber die gewöhnlichen Umwandlungsproducte der Thonschiefer, Mergelschiefer und Kalksteine etc. in einigen der älteren fossilienführenden Etagen des Christianiagesbietes längs der Natrongranite habe ich schon früher Mittheilungen gegeben (Sil. Etagen 2 und 3, S. 324—372); ebenso habe ich die Contactumwandlung der älteren intrusiven Lagergänge von »Augitporphyrit« durch die Augitsyenite früher (Spaltenverwerfungen in der Gegend Langesund-Skien etc., S. 352—368) erwähnt.

Seit diesen provisorischen Mittheilungen habe ich ein bedeutendes Material für eine vollständigere Bearbeitung der Erscheinungen der Contactmetamorphosen des Christianiagebietes gesammelt; es ist hier aber nicht der Ort, auf diese Aufgabe näher einzugehen.

Nur auf einige Umstände soll hier in aller Kürze aufmerksam gemacht werden.

Erstens, dass alle echten Tiefengesteine (abyssische Eruptivgesteine) unserer Landstrecke, ganz abgesehen von ihrer Zusammensetzung, eine ihrer Masse proportionale, gleichartig beschaffene Reihe von Umwandlungserscheinungen in den angrenzenden älteren Gesteinen hervorgebracht haben. So ist die Contactmetamorphose der silurischen Schiefer und Kalksteine längs der Gabbrodiabase in Sölvberg und Brandbokampen, längs der Augitsyenite am Langesundfjord, längs der quarzführenden Augitsyenite und der Quarzsyenite etc. bei Christiania, längs der Natrongranite bei Kongsberg und am Ekernsee, längs der Granite der Kalireihe bei Holmestrand, in Sande, im Lierthale, in Røken etc. überall genau gleichartig und (abgesehen von den wenigen Fällen, wo Substanz zugeführt ist) der ursprünglichen Zusammensetzung der umgewandelten Gesteine selbst entsprechend.

Es verdient ferner auch daran erinnert zu werden, dass nicht nur die fossilienführenden Sedimente, sondern auch angrenzende Eruptivgesteine die Wirkungen der Contactmetamorphose erweisen. So sind z. B. die Augitporphyrite, wie oben erwähnt, stark umgewandelt durch den Einfluss der Augit- und Nephelinsyenite; auf entsprechende Weise habe ich z. B. die Rhombenporphyre durch den Einfluss der jüngeren durchsetzenden quarzführenden Syenite und Quarzsyenite metamorphosirt gefunden. Nur in saureren krystallinischen Gesteinen sind die Spuren der Contactmetamorphose schwierig nachweisbar.

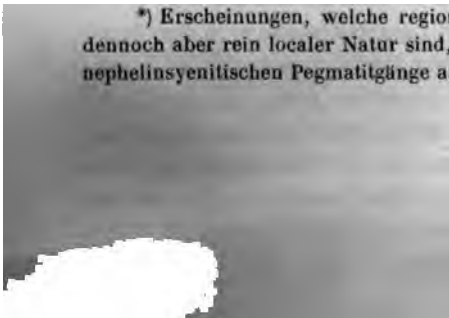
Weiter ist werth zu bemerken, dass, obwohl die Intensität der Contactmetamorphose nach der Grenze des betreffenden Eruptivgesteines hin zunimmt, doch die aus anderen Gegenden öfters als die normale, regelmässig angeführte, zonare Umwandlungsreihe der Schiefergesteine, von den unveränderten Schiefen durch verschiedene Knotenschiefer in Hornfelse, in unserem Gebiete nicht zu beobachten ist, indem die verschiedenen Varietäten der Knotenschiefer unter unseren Contactgesteinen in der Regel vollständig fehlen; nur bei den Alaunschiefern findet man noch eine ausgesprochene Knotenbildung besonderer Art, hier aber fehlen wieder häufig die Hornfelse selbst an der unmittelbaren Eruptivgrenze. Es schien mir dies Verhältniss zunächst darauf zu beruhen, dass die Knotenbildung vielleicht nur in relativ reinen kalkfreien Thonschiefern stattfinden könne; damit würde stimmen, dass die meisten Thonschiefer der Silurformation des Christianiagebietes ziemlich reich an Kalkcarbonat sind. Indessen scheint

diese Erklärung doch nicht zu genügen, da auch ziemlich reine Thonschiefer im Christianiagebiete nicht fehlen. Vielleicht hat noch das gleich zu erwähnende Verhältniss Bedeutung bei der Erklärung des Fehlens der Knottenschieferzonen.

Was besonders den Erscheinungen der Contactmetamorphose im Christianiagebiete eine grössere Bedeutung verleiht, ist der Umstand, dass im ganzen Christianiagebiete eine bemerkenswerthe echte regionale Metamorphose nicht zu erkennen*) ist: die contactmetamorphen Umwandlungen sind deshalb hier im Christianiagebiete in voller Reinheit ohne störende und missleitende Einflüsse der Regionalmetamorphose zu studiren. Da sie ausserdem in ausserordentlich reicher Ausbildung, in ungewöhnlich variirenden Einzelfällen, was die Gesteinsbeschaffenheit der umgewandelten und umwandelnden Gesteine, die gegenseitigen Lagerungsverhältnisse (aufliegende oder abgeschnittene Schichten, parallel, senkrecht oder schief zum Streichen abgeschnittene Schichten etc., Bruchstücke, Schollen etc., schwebende, geneigte, aufgerichtete oder gefaltete Schichten etc., flach gewölbte Lakkolithe, aufsetzende stockförmige Massen), die Grösse der Eruptivmassen, etc. etc. betrifft, an zahlreichen Stellen und oft meilenweit gut aufgeschlossen sind, dürfen die contactmetamorphischen Erscheinungen der Strecke Mjösen-Langesundfjord gewiss als klassische gelten, ebenso wie diese Gegend auch die erste war, wo die Contactmetamorphose überhaupt näher studirt wurde.

Es verdient dies besonders beachtet zu werden, da man aus den Schilderungen der Contactmetamorphose aus anderen Gebieten zum Theil in nicht unwesentlichen Beziehungen unrichtige Vorstellungen über die contactmetamorphen Umwandlungen erhält, weil so häufig dieselben Gesteine, welche eine Contactmetamorphose erlitten, zugleich auch einer regionalen Metamorphose unterworfen gewesen sind, was die richtige Erkennung der ersteren oft erschweren musste. Im Harz, in der Bretagne, in Cornwall, in Sachsen, in den Pyrenäen, ja selbst in den Vogesen etc. ist keine reine unvermischte Contactmetamorphose vorhanden, wie dies im ganzen Christianiagebiete unzweifelhaft der Fall ist.

*) Erscheinungen, welche regionalmetamorphen Umwandlungen völlig gleichen, dennoch aber rein localer Natur sind, werden im Folgenden aus der Grenzzone unserer nephelinsyenitischen Pegmatitgänge am Langesundfjord erwähnt werden.



Zusammenhang der Faltung und der Verwerfungen auf der Strecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord mit den Eruptionen der ersten postsilurischen Eruptionsepoche.

Nach Kjerulf's Auffassung war die ganze Gesteinssuite der Silurformation und der darüber liegende devonische Sandstein schon gefaltet und nach der Faltung abrasirt, ehe das jüngste Conglomerat abgelagert wurde. Da seinerseits das Conglomerat (»die Conglomeratplatte« Kjerulf) immer conform von den darüber ausgebreiteten Strömen der »Augitporphyrite« (und diese wieder von den Rhombenporphyren) überlagert ist, musste meine Beobachtung, dass die sauren quarzführenden syenitischen und granitischen Gesteine überall in den Profilen (abgesehen von den Diabasgängen) die jüngsten Eruptivgesteine sind — also natürlich zuerst immer jünger als die Augitporphyrite, welche somit die ältesten Eruptionen des Christianiagebietes repräsentiren —, zugleich den Beweis dafür liefern, dass die ganze Faltung der Silurformation und des Sandsteins älter, als alle Eruptionen auf der Strecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord sein müsste.

Kjerulf, welcher sich in seinen späteren Abhandlungen dieser Auffassung anschloss, nahm deshalb in diesen auch an, dass nicht eine post-silurische Sandsteinablagerung, sondern zwei solcher anzunehmen wären, nämlich die ältere mächtigere, welche dem »old red« entsprechen dürfte und, conform auf der unterliegenden Silurformation abgelagert, mit dieser an der Faltung theilgenommen hätte, und ein jüngerer Sandstein unbestimmten Alters, welcher, mit dem begleitenden rothen Thonschiefer und Conglomerat (s. oben) conform, über den schon längst gefalteten und abrasirten Schichten der Silurformation und des älteren Sandsteins abgelagert worden wäre^{*)}.

Diese Auffassung musste auch consequent aus den älteren, für die Kenntniss der paläozoischen Schichtenfolge des Christianiagebietes grundlegenden Profilen Kjerulf's, namentlich aus dem Profile von Ringeriket nach Kroftkollen in Lier, folgen, wenn diese Profile richtig wären oder nicht anders gedeutet werden könnten.

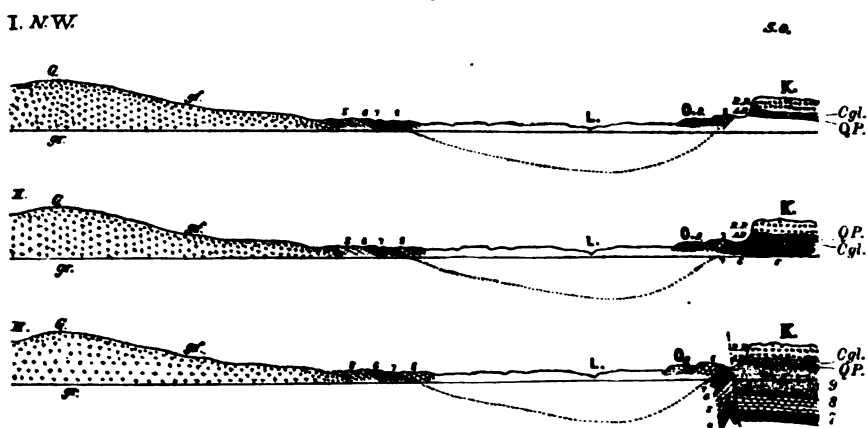
Ich hatte früher diese alten grundlegenden Profile auf Kjerulf's Autorität immer ohne Weiteres für unzweifelhaft richtig angenommen und musste deshalb in meinen früheren Arbeiten consequent auch die Faltung für älter, als alle Eruptionen im Christianiagebiete halten. Erst im letzten Jahre wurde ich durch die Zusammenstellung mehrerer Beobachtungen, welche mit dieser Auffassung nicht gut stimmen wollten, auf eine nähere Revision der alten Kjerulf'schen Profile geführt und habe dabei gefunden,

^{*)} Siehe Kjerulf, *Nyt Mag. f. Naturv.*, Christiania 1884, 28, 173—174.

dass dieselben wahrscheinlich gerade in dem Hauptpunkte unrichtig sein müssen, indem die gefalteten Schichten zwar fast bis an die Wand der Porphyre gehen, nicht aber unterhalb dieser untertauchen.

Der Unterschied der früheren und der neuen Auffassung des Profiles von Ringeriket nach dem Lierthale hin ergibt sich am leichtesten durch den Vergleich der drei (Fig. 3) unter einander gezeichneten Profile von Gjevekkollen (G.) nach Kroftkollen (K.) quer über das Thal des Lierelvs (L.) in der Richtung NW—SO*). Das obere Profil (I) ergibt das unmittelbar beobachtete. Profil Nr. II erläutert die Auffassung Kjerulf's, nach welcher die Porphyrdecken jünger als die Faltung wären. Profil III erläutert meine neue Auffassung, nach welcher das gefaltete und das nicht gefaltete Terrain durch eine Verwerfung getrennt sind; das nicht (oder unbedeutend) gefaltete Terrain mit den oberliegenden Porphyrplatten ist eingesunken, wodurch gleichzeitig der Granit aufgepresst wurde und beim Aufpressen das erhobene Terrain gegen die Verwerfungswand gefaltet hat.

Fig. 3.



Profil von Gjevekkollen bis Kroftkollen (in Lier). 1 : 40 000.

Auf der ganzen Grenze zwischen gefaltetem und nichtgefaltetem Terrain zwischen Kroftkollen und Sønsterud ca. 20 km habe ich an keiner einzigen Stelle die unmittelbare Grenze entblösst gefunden, obwohl an mehreren Stellen nur wenige Schritte die entblössten Profile des niedrigen gefalteten

*) In diesen Profilen bedeuten: G. = Gjevekkollen (1948' = 602 m), K. = Kroftkollen (ca. 1220' = ca. 380 m), O. = Opsal, L. = Lierelv, gr. = Granit, gf. = Granophyr als Grenzfacies des Granit, R.P. = Rhombenporphyr, A.P. = Augitporphyr, Q.P. = Quarzporphyr, Cgl. = Conglomerat. 4, 5 = untersilurische, 6, 7, 8 = Obersilurische Etagen, 9 = Sandstein (devonisch?).

Terrains von den steilen Wänden am Rande des Höhenplateaus der Porphydecken trennen. Wenn daher auch die Verwerfung selbst nicht direct beobachtet werden kann, dürfte es doch nach näherer Untersuchung der Verhältnisse kaum zweifelhaft sein, dass eine solche auf der ganzen Strecke vorhanden sein muss. Sie hat zwischen Kroftkollen und Sønsterud (s. die Karte Fig. 4) längs des Lierthals und des Holsfjords wie so oft einen bogenförmigen Verlauf, mit der concaven Seite des Bogens nach Westen gerichtet *). Wie gewöhnlich im ganzen Christianiagebiete ist das Porphyrtterrain eingesunken; die Einsinkung ist ungleichmässig, so dass die Porphydecken (mit ihrer Unterlage) grosse flache Wellen bilden; die Porphyre liegen streckenweise so tief, dass sie sich unterhalb des Niveaus des Holsfjordes befinden (zwischen Elvene und Sønsterud). Eben an den Stellen, wo dies der Fall ist, namentlich bei Elvene und vollkommen genügend auch bei Sønsterud, ergeben die Profile evident, dass eine Verwerfung vorhanden sein muss. So kann man in einem der kleinen Bachthäler bei Elvene sehen, wie die Silurschichten hier höher, als die untersten entblössten Theile des Rhombenporphyrs liegen **); der Augitporphyrit und die Conglomeratplatte müssen hier in die Tiefe hinter (östlich von) der Verwerfung eingesunken sein. Ebenso müssen bei Sønsterud die auch hier fehlende nicht gefaltete »Conglomeratplatte« und der Augitporphyrit (grösstentheils) hinter der Verwerfung tiefer eingesunken sein, als der vorliegende stark gefaltete Kalkstein ***).

Nördlich von Sønsterud keilt sich die immer an Sprunghöhe abnehmende Verwerfung bald aus. In dem trefflichen Profil des Krokklevens finden wir dann auch, dass (abgesehen von dem injicirten Quarzporphyr, welcher bei Krokkleven nicht vorkommt, ganz wie im rechten Theile des Profil III oben Fig. 3 keine Discordanz zwischen den Porphydecken, der Conglomeratplatte, dem Sandstein und den vor dem Profil an den Inseln des Tyrifjord etc. entblössten Silurschichten vorhanden ist, sondern diese ganze Reihe bildet eine continuirliche Schichtenfolge ohne Discordanz von den ältesten paläozoischen Schichten ab bis zur Conglomeratplatte, welche wieder conform von den Porphyren überlagert ist.

Ganz dieselbe Concordanz finden wir in den Profilen des Gjerpen-thales bei Skien, denen bei Holmestrand, denen in Asker (Kolsås etc.); wo nicht die zahlreichen Verwerfungen zur Annahme einer

*) NB. Bei Elvene ist die geologische Rectangelkarte nicht richtig, indem hier keine Verwerfung W—O, sondern NNW—SSO vorhanden ist.

**) Kjerulf's Profil in »Udsigt over det sydlige Norges Geologi«, S. 58 ist bei Elvene unrichtig und auch übrigens nur zutreffend, wenn wir uns die Porphywand als hinter einer Verwerfung gelegen vorstellen.

***; S. zum Vergl. dies Profil in Kjerulf's »Veiviser ved geologiske Ekursioner i Christiania Omegn«, 1865, S. 36.

(scheinbaren) Discordanz missleiten, ist keine solche vorhanden.

Wir werden deshalb genöthigt, die Auffassung Kjerulf's von zwei Sandsteinhorizonten und einer Discordanz zwischen »der Conglomeratplatte« und dem devonischen Sandstein aufzugeben; die »Conglomeratplatte« mit ihren rothen Schieferen, Sandsteinen und dem Conglomerat ist nur der Abschluss der ganzen paläozoischen Schichtenablagerung, welche von der ältesten cambrischen Zeit bis zur Zeit der Ablagerung des devonischen Sandsteins und Conglomerates conform und ziemlich continuirlich gewesen zu sein scheint.

Ebenso sehen wir, dass eine bemerkbare Erosion vor der Ablagerung der »Conglomeratplatte« nicht stattgefunden haben kann. Weiter folgt aus dem Obenstehenden, dass die ersten Eruptionen (der Augitporphyrite) an einer ganz seichten Küstenstrecke, zum Theil noch im Wasser stattgefunden haben; die Tuffschichten und die dünnen Sandsteinbänke, welche mit den Bänken der Augitporphyrite mehrmals wechseln (z. B. Profil in der Stadt Holmestrand), der häufige Charakter dieser Gesteine als Mandelsteine etc. beweisen dies genügend.

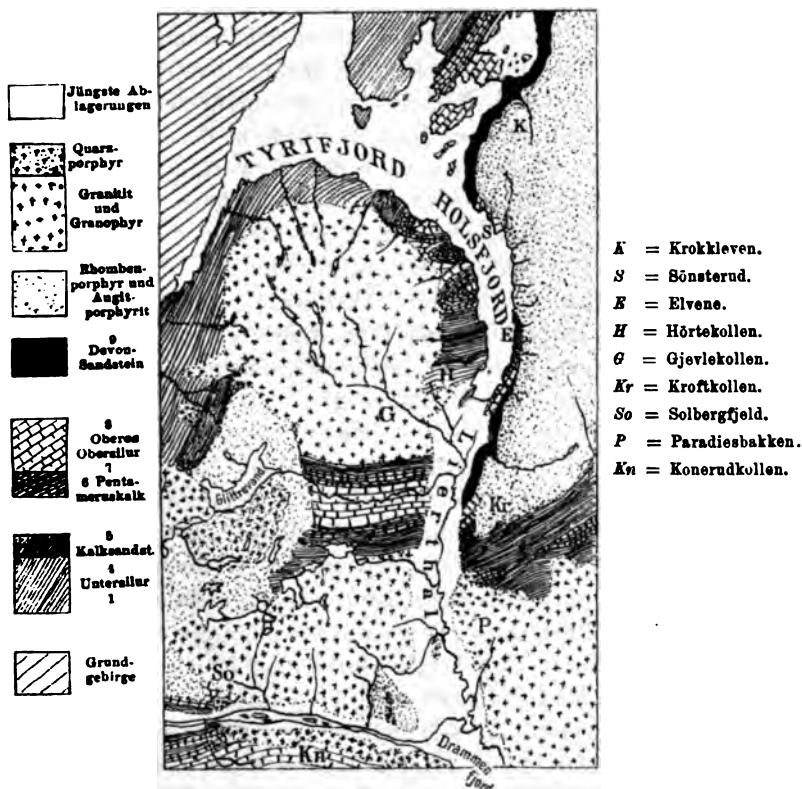
Endlich folgt aus dem Vorhergehenden auch die wichtige Schlussfolgerung, dass die Faltung der paläozoischen Formationen im Christianiagebiete nicht wie Kjerulf (und ich selbst früher mit Kjerulf) annahm, älter, als die Ausbreitung der Deckeneruptivgesteine (Augitporphyrite, Rhombenporphyre) sein kann. Da die Faltung nicht älter, als der Ausbruch der ältesten Eruptivgesteine des Christianiagebietes, der Augitporphyrite ist, muss dieselbe, ebenso wie die Verwerfungen, innerhalb des Zeitraumes der grossen oben beschriebenen Eruptionsepoche stattgefunden haben.

In seinen früheren Arbeiten brachte Kjerulf die Faltung in Verbindung mit der Eruption der grossen Granit- und Syenitmassen unserer Landstrecke*), als gleichzeitig damit stattgefunden; noch 1879 (Udsigt etc.) geht dieselbe Auffassung aus seinen Beschreibungen des Granit von Drammen hervor. Da ich aber nachgewiesen hatte, dass die Augitporphyrite die ältesten postsilurischen Eruptivgesteine des Christianiagebietes sind, während die Granite umgekehrt fast die jüngsten sind, liess sich diese Auffassung nicht im Allgemeinen festhalten, solange zugleich die Augitporphyrite als über die schon gefalteten und erodirten Schichten ausgeströmt angesehen wurden. Da nun aber diese letztere Annahme, wie oben erwähnt wurde, unrichtig ist, ist dadurch auch die Berechtigung der älteren Ansicht über einen Zusammenhang zwischen der Faltung und den grossen Granit- und Syeniteruptionen näher zu prüfen.

*) S. z. B. Veiviser etc. S. 36.

Keine Localität kann in dieser Beziehung überzeugender sein, als die Strecke zwischen Drammen und dem Tyrifjord, welche schon zum Theil von Kjerulf in dieser Beziehung beschrieben worden ist (Profil des Lierthals). Zwischen dem oberen Theile des Lierthals und dem Holsfjord im Osten, dem Tyrifjord im Norden und Westen, der Niederung des Glittrevands und des daraus fließenden Glittreelvs im Süden erhebt sich eine elliptisch abgegrenzte Granitpartie, deren grösste Höhen (Gjevlekollen) fast 600 m erreichen, während die Wasserfläche des Tyrifjords nur 64 m über dem Meeres-

Fig. 4.



Karte über die Felsenstrecke »Finmarken«, zwischen Lier und Modum. 1 : 400 000.

spiegel gelegen ist. Von der gewölbten Oberfläche dieser Granitpartie fließen die Bäche nach allen Seiten. Die Structur des Granitit selbst ist in grosser Ausdehnung wie erwähnt granophyrartig, namentlich in den Höhen und längs den Grenzen gegen die umgebenden Silurschichten. Diese liegen deutlich auf dem Granit, wo sie an denselben stossen, und die Verhältnisse längs der Grenze, sowie die Structur des oft feinkörnig granophyrisch aus-

gebildeten Granitit in den Gipfeln macht es höchst wahrscheinlich, dass sie einmal die ganze Granitpartie bedeckt haben. Auf der kleinen Karte (Fig. 4) sieht man aber, dass die unterliegende Granitmasse schräg durch die Silurschichten durchschneidet, so dass nicht dieselben Schichten rings herum darauf lagern. Die Silurschichten fallen grösstentheils von der gewölbten Granitoberfläche ab. In Hörtekollen sieht man wunderschön, wie der Granitlakkolith von unten nach oben zahlreiche Apophysen in die überlagernden, stark contactmetamorphosirten Silurschichten aufsendet (s. oben). An beiden Seiten des Glittreelvs zeigt das schon von Kjerulf veröffentlichte Profil, wie die Wellen der Silurschichten der Granitunterlage entsprechen. Am Holsfjord fallen die Faltungsachsen der gefalteten Silurschichten von dem Granit ab, und auch hier sieht man, dass die auf- und absteigenden Wellen der Oberfläche des darunterliegenden Granit entsprechen müssen. Da nun die heruntergesunkenen Conglomerat-Sandsteinschichten (und die conform darauf ruhenden Porphydecken) auf der östlichen Seite der Verwerfung zwischen Kroftkollen und Sønsterud unbedeutend oder nicht gefaltet, während sie auf der Westseite dieser Verwerfung (z. B. bei Elvene, bei Sønsterud etc.), unmittelbar bei dieser selbst, stark gefaltet sind, da ferner die Eruption des Granitit mit grösster Wahrscheinlichkeit gleichzeitig mit dem Einsinken des Porphygebietes längs der Verwerfung, deren Verlauf sich ganz conform mit der Granitumgrenzung krümmt, sein dürfte, scheint mir es als unzweifelhaft bewiesen, dass in diesem Falle die Faltung der Silurschichten eben hauptsächlich gleichzeitig sowohl mit der Eruption des Granitit, als mit der Verwerfung sein muss.

Nach meiner Deutung der Mechanik der Eruptionen im Christiania-gebiete ist alsdann der Zusammenhang zwischen der Faltung, der Verwerfung und der Eruption des Granititgebietes westlich von Lierthal und dem Holsfjord derartig, dass unterhalb dieser ganzen Landstrecke eine grössere Ansammlung von Granitmagma (siehe oben) vorhanden gewesen ist; oberhalb dieser ist eine Berstung geschehen, wodurch ein Einsinken namentlich des Theiles östlich von der krummen Verwerfungsspalte parallel dem Holsfjord verursacht wurde, welche ihrerseits wieder ein Aufpressen des Granitmagmas veranlassen musste. Diese Aufpressung des letzteren konnte wegen der überlagernden Decke der mächtigen Silur- und Devonablagerungen zum grossen Theile nicht die Oberfläche erreichen; ich denke mir, dass ein Theil der einsinkenden Grundgebirgsplatte an der westlichen Seite der Verwerfung zusammen mit den überlagernden Silurschichten bis zu der Unterflache derjenigen Etagen, welche jetzt auf dem Granit ruhen, derartig eingebrochen ist, dass eine Trennung zwischen dem unteren Theile der Silurreihe (welche mit der sinkenden Grundgebirgsplatte nach der Tiefe folgte) und der relativ nicht einsinkenden oberen Silursuite entstehen musste; es

würde sich also hier ein offener Hohlraum gebildet haben, wenn dieser nicht sofort gleichzeitig mit seiner Entstehung durch den in Folge des Einsinkens aufgepressten Granitit erfüllt worden wäre. Eine Hebung der überlagernden Scholle musste gleichzeitig in dem Maasse geschehen, welches dem Gewicht der eingesunkenen Partien im Verhältniss zu demjenigen des verdrängten Granitmagmas entsprach. Auf diese Weise entstand die lakkolithische Granititmasse. Die auflagernden Silurschichten, welche weder nach oben — auf Grund des Gewichts des auflagernden (jetzt wegerodirten) Sandsteins und der Porphyridecken — noch nach den Seiten, — wo sie gegen die heruntergesunkene Tafelscholle im Osten anstiessen — ausweichen konnten, mussten sich gleichzeitig mit der Lakkolithbildung falten.

Auch aus vielen anderen Stellen des Christianiagebietes geht bestimmt hervor, dass die Faltung zum grossen Theile mit der Bildung der grossen syenitischen und granitischen Lakkolithe in Verbindung steht.

Da jedoch schon die ältesten Gänge (die Augitporphyrite) selbst durch gefaltete Schichten durchsetzen, muss die Faltung schon gleichzeitig mit den ältesten Eruptionen angefangen haben; speciell im Christianiathale selbst dürfte dies der Fall gewesen sein. Die Einsenkung der aufgeborstenen Platten, sowie das begleitende Aufdringen der Eruptivmassen, welche Platz haben mussten, haben die Faltung hervorgebracht.

An anderen Stellen, z. B. längs der grossen Verwerfungslinien zwischen Langesund und dem oberen Ende des Gjerpenthals, ferner zwischen Ravalsjö (südlich von Kongsberg) und Ekern, wie zwischen Holmestrand und Moss, hat keine bemerkenswerthe Faltung, nur ein Einsinken der Silurschollen längs der Verwerfungen, gleichzeitig mit dem Aufpressen der Eruptivmassen, stattgefunden. Faltung und Verwerfungen vicariiren demnach theilweise mit einander.

In wie weit die Faltung auf der Strecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord ausschliesslich mit dem Emporpressen der Eruptivmassen beim Einsinken in das Magmabassin in Verbindung zu bringen ist, oder ob die Faltung theilweise auch auf andere Ursachen zu beziehen ist, darüber will ich vorläufig keine Meinung aussprechen. Gegenwärtig ist mir die Verknüpfung der eingesunkenen Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord mit der alten, äusserst stark zusammengepressten Bergkettenbildung des centralen Norwegens noch nicht so klar, dass ich darüber eine bestimmte Ansicht aufstellen möchte. Wahrscheinlich ist es aber, dass die oben kurz referirte Geschichte des Christianiagebietes nicht ohne Zusammenhang mit der Bergkettenbildung der ganzen skandinavischen Halbinsel ist, sondern, um vollständig verstanden zu werden, mit dieser

in Verbindung gebracht werden muss. Es wird dies die Aufgabe späterer Untersuchungen sein.

Ueber die nach der Eruptionsepöche des Christianiagebietes (welcher wir nach dem Obenstehenden ein devonisches Alter zuschreiben können) stattgefundenen Aenderungen des Oberflächenreliefs, über die Bedeutung der Verwerfungen und der Erosion (der älteren, präglacialen, wie der glacialen und der kaum nennenswerthen postglacialen) für die jetzigen Oberflächenverhältnisse kann auf meine Abhandlung über die Bildungsgeschichte des Christianiafjords hingewiesen werden. Was hier über den schmalen Südostrand der eingesunkenen Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord auseinandergesetzt ist, gilt der Hauptsache nach für diese ganze Landstrecke selbst. Die Einsenkung hat die paläozoischen Schichten und die Porphyrdecken gegen die Erosion geschützt; ausserhalb der eingesunkenen Landstrecke ist in nächster Umgebung Nichts ausser den widerstandsfähigeren Massen des Grundgebirges erhalten, alles Andere ist vollständig verschwunden und vernichtet.

II. Die Geologie der syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der Küste zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord.

Nachdem wir im Vorhergehenden eine allgemeine Uebersicht über die geologischen Verhältnisse des Christianiagebietes erhalten haben, werden wir im Folgenden zur Hauptaufgabe dieser Arbeit, zur Darstellung der geologischen Verhältnisse der hier speciell bearbeiteten Pegmatitgänge des grossen Augit- und Nephelinsyenitgebietes zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord übergehen.

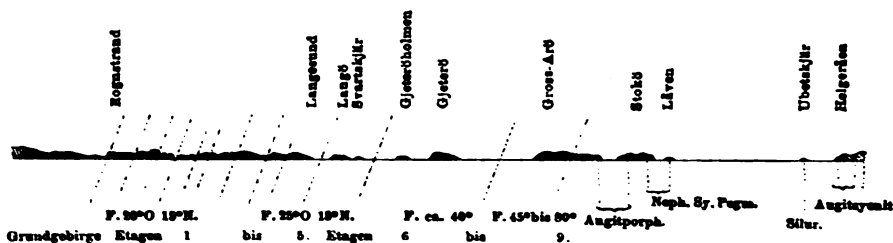
Gewöhnlich werden die typischen, pegmatitischen Gänge der Umgegend von Fredriksvärn und Laurvik mit denjenigen der südwestlichen Grenzzone des Augitsyenitgebietes am Langesundfjord als durchweg gleichartig betrachtet, eine Auffassung, die ich auch selbst bis vor Kurzem gehegt habe. In der folgenden Darstellung werde ich versuchen zu zeigen, dass diese Ansicht nicht ganz zutreffend ist, indem dieselben zwei ziemlich distinct getrennte Hauptgruppen pegmatitischer Gänge bilden; die letzteren, welche, bei weitem reicher an seltenen Mineralien, sich den jüngeren Gesteinen dieses Gebietes, den Nephelinsyeniten, als nephelinsyenitische Pegmatitgänge anschliessen, werden wir zuerst für sich betrachten. Der Unterschied dieser Ganggruppe von den, sich den älteren Augitsyeniten (Laurvikiten) anschliessenden, syenitischen Pegmatitgängen von Fredriksvärn, welche weiter unten behandelt werden sollen, wird dann aus der ganzen Darstellung hervorgehen. Zuletzt werden auch einige Bemerkungen über die granitischen Pegmatitgänge des Christianiagebietes beigelegt.

Die Grenzverhältnisse des Augitsyenitgebietes in der südwestlichen Grenzzone, zwischen Helgeråen und Birkedalen.

Während die normale Grenzfaciesbildung der Laurvikite, wie die Aufschlüsse bei Tönsberg und in Kodal lehren, aus echten Rhombenporphyren, mit ein wenig grösserer Acidität nach der Abkühlungsgrenze hin, besteht, herrschen in der Grenzzone am Langesundfjord und Eidangerfjord, wie in der Fortsetzung derselben nördlich bei Birkedalen etc. ganz abweichende und abnorme Verhältnisse vor; dieselben finden sich theilweise, obwohl in bei weitem geringerer Verbreitung, auch längs der Südgrenze des Augitsyenitgebietes, in der Gegend von Fredriksvärn und Laurvik, wieder.

Wie ich in einer früheren Arbeit*) hervorgehoben habe, zeigt das Profil Fig. 5. von dem Grundgebirgsterrein in Bamle über die von den ältesten paläozoischen Formationen bedeckte Landstrecke westlich vom Langesundfjord und über die Inseln desselben bis nach der Syenitgrenze hin, dass hier längs dieser Grenze ein von zahlreichen, zum Theil gewaltigen Verwerfungen begleitetes Einsinken stattgefunden hat. Die gesamte Sprunghöhe der Grenzverwerfungen muss im südlichen Theile auf nicht weniger als vielleicht 4500 m oder noch mehr geschätzt werden, und diese Schätzung ist auf sichere Thatsachen gegründet. Das Grundgebirge mit der überlagernden Platte von paläozoischen Formationen ist dabei längs der Grenze gegen den Syenit in das noch flüssige Syenitmagma eingesunken, wodurch dieses selbst gleichzeitig aufgepresst wurde.

Fig. 5.



Profil von Rognstrand in Bamle nach Helgeråen. 1 : ca. 80 000.

Die Fallwinkel nehmen, wie das Profil zeigt, nach der Grenze hin zu; bei Rognstrand sind sie nur 15°—25°, auf Langø 25°—30°, auf Gjeterø ca. 40°; auf Arø und auf Gjeterø an der unmittelbaren Grenze an mehreren Stellen zeigen sich steil, ja selbst widersinnig fallende Schichten. Dies Verhältniss sowie das Vorhandensein der zahlreichen von mir (l. c.) nachgewiesenen grösseren und kleineren Parallelverwerfungen an der ganzen Grenzzone zwischen Rognstrand und Arø zeigt, dass während des Einsinkens der Oberfläche nach dem untenliegenden Syenitmagma hin eine Tension der Oberfläche stattgefunden hat, welche das Bersten derselben nach zahlreichen parallelen Spalten und ein Einsinken der von diesen begrenzten Spaltstücke längs der kleineren und grösseren Verwerfungen verursacht haben muss.

Die grosse bogenförmige Verwerfungs- und Einsinkungsgrenze zwischen Stokk und Birkedalen (deren concave Seite nach Innen gegen das Syenitgebiet zu gewendet ist) wird weiter nördlich oberhalb Birkedalen von der ungefähr SW—NO verlaufenden grossen Verwerfung bei Porsgrund (Sprung-

*) Spaltenverwerf. i. d. Geg. Langesund etc. l. c. S. 355.

höhe ca. 950 m; überschritten; eine Reihe Verwerfungen quer auf die Syenitgrenze Stokö-Birkedalén südlich von der grossen Verwerfung bei Porsgrund vervollständigt die mosaikförmige Zerstückelung dieser eingesunkenen Landstrecke *).

Entsprechend den aussergewöhnlichen Grenzverhältnissen finden wir denn auch längs dieser Grenze nicht die normale rhombenporphyrische Grenzfacies vor, welche die langsame, ungestörte Krystallisation des einmal aufgepressten Magmas bei einfacher Abkühlung ohne wesentliche Unterbrechungen repräsentirt, dagegen können wir längs dieser Grenze mehrere verschiedene Phasen in der Krystallisation des Magmas beobachten, Phasen, welche durch das immer wiederholt fortgesetzte Einsinken der angrenzenden Landstrecke unterbrochen und modificirt worden sind.

Auf den Inseln längs der Grenze gegen die paläozoischen Formationen, ferner auf dem Festlande an der Küste zwischen Helgeråen und Barkevik und weiter nördlich sieht man an unzähligen Stellen im Gestein eine eigenthümliche Bruchstück-Beschaffenheit, welche, um richtig verstanden zu werden, näher beleuchtet werden muss.

Auf der ganzen Strecke zwischen der Stadt Laurvik bis beinahe in die Umgebung von Helgeråen, sowie zwischen Fredriksvärn und Helgeråen, herrscht im Ganzen und Grossen überall der normale Laurvikit; dasselbe ist auch am Mörjefjord und in den inneren Theilen des Landgangsfjords und des Ormefjords der Fall. Längs des Langesundfjords und zum Theil auch längs seiner Fortsetzung, dem Eidangerfjord, ist das Verhalten verschieden: man findet zwar auch hier noch überall normale Laurvikite, doch nicht mehr mit der gleichmässig homogenen Beschaffenheit, welche dieselben in weiterer Entfernung von der Grenze besitzen, sondern mit anderen, abweichenden Gesteinsvarietäten innig gemischt. Auf der Küste zwischen Helgeråen und Barkevik, sowie auf Stokö, Gross-Arö, Klein-Arö, Ober-Arö und allen umliegenden Scheeren, auf Håö, und auf den Scheeren und Inseln bei Barkevik, auf Sigtesö, Risö, Birkö, Sandö, etc., ferner auch z. Th. am Eidangerfjord und bei Lillegården etc., kurz längs der ganzen eingesunkenen Grenze findet man nämlich abwechselnd mit normalen Varietäten von Laurvikit unaufhörlich schmalere oder breitere Partien und Streifen eines bei weitem feinkörnigeren, mittelkörnigen Gesteins, welches namentlich durch eine oft ganz auffällig deutlich gestreifte und gebänderte, bisweilen selbst ganz schieferige Structur ausgezeichnet ist; seltener ist die Structur dieses mit dem Laurvikit abwechselnden Gesteins mehr gleichmässig eugranitisch körnig.

Dieses Gestein ist an den Stellen, wo es in nicht allzu kleinen Partien auftritt, seiner Zusammensetzung nach ein isomer mittelkörniger

*) S. meine ausführliche Darstellung in der genannten Abhandlung.

eugranitischer Nephelinsyenit: für derartige eugranitisch körnige Nephelinsyenite möchte ich, wie schon oben erwähnt, abgesehen von ihrer speciellen Zusammensetzung, den Namen Ditroit fixiren; sie unterscheiden sich structurell leicht von den Laurdaliten, bei welchen die eigenartige, annähernd idiomorphe Begrenzung der grossen Feldspathindividuen durch ∞P und $2P_{\infty}$ der Structur das charakteristische Gepräge giebt.

Von den in der Grenzzone überall auftretenden eläolithführenden Laurvikiten unterscheiden sich diese Ditroite sofort ausser durch die Structur und durch ihr feineres, mehr isomeres Korn auch namentlich durch ihren grösseren Reichthum an den natronreichen Mineralien Eläolith und Sodalith. Auf dem Festlande, beim Eingange zum Landgangsfjord, an der Ostseite desselben und in der weiteren Fortsetzung nach Westen hin auf der Insel Bratholmen, tritt der Ditroit deutlich als eine gangförmige Masse, wohl ca. 200—250 m mächtig, auf; das Gestein enthält Bruchstücke des normalen eläolithführenden Laurvikit, ist also jünger als dieser. Es besteht aus Mikroperthit, röthlichem oder grauem Eläolith, diopsidartigem schwarzem Pyroxen (unter dem Mikroskope von hell bläulichgrüner Farbe), Barkevikit, ein wenig Biotit, Olivin und Sodalith, Magnetit, Apatit und hellgelbem Titanit. Die Hornblende erscheint öfters zerstreut in etwas grösseren Körnern, wodurch das sonst hellgraue durch und durch eugranitisch körnige Gestein ein gesprenkeltes Aussehen erhält. Längs der Ganggrenze ist das Gestein feinkörniger und zum Theil die Structur deutlich abweichend, indem der Feldspath hier deutlich nach dem Klino-(Brachy-)pinakoid tafelförmig ist, wobei auch die Tafeln zum grossen Theile parallel angeordnet sind. Die Structur ist demnach hier trachytoid, und ich bezeichne deshalb das Gestein der Ganggrenze als einen Foyaït, indem ich, abgesehen von der speciellen Zusammensetzung, diese Bezeichnung für Nephelinsyenite mit trachytoider Structur im Allgemeinen fixiren möchte.

Die chemische Zusammensetzung dieses Ditroitganggesteins weicht nach der von G. Forsberg für meine Arbeit ausgeführten Analyse nur wenig von einer normalen Laurvikit-Zusammensetzung ab, ausgenommen, dass der Alkaligehalt (13,24 %) und namentlich der Natrongehalt (7,37 %) etwas höher, als bei den Laurvikiten ist, wogegen der Kieselsäuregehalt (56,71 %) nicht niedriger ist als bei manchen Laurvikiten.

In der Regel treten nun diese ditroitischen Gesteine in bei weitem kleineren Partien als auf Bratholmen und am Eingange des Landgangsfjords im Laurvikit auf, in unaufhörlicher Abwechslung mit diesem; sie zeigen dabei sehr häufig eine gebänderte oder selbst eine mehr oder weniger vollkommen schieferige Structur, mit der Schieferung parallel der Begrenzung gegen den angrenzenden Laurvikit, und sind immer ohne Ausnahme jünger als dieser.

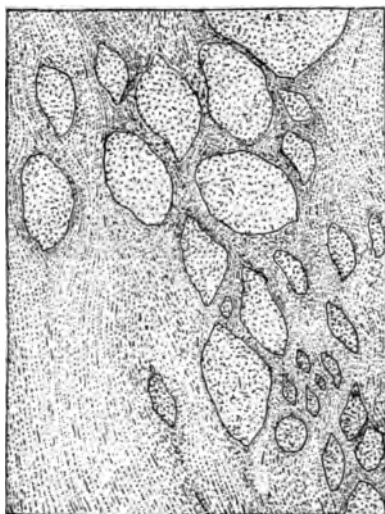
An vielen Stellen, namentlich auf den Inseln Ober-Arö, Klein-Arö,

Gross-Ärö, Stokö und den angrenzenden Scheeren etc. ist dieses Alterniren von gestreiften feinkörnigen bis mittelkörnigen Ditroititen mit den normalen gröberkörnigen Laurvikiten so häufig, dass man bei der ersten Betrachtung den Eindruck erhält, dass beide Gesteine als Schlieren von ungleicher Zusammensetzung auftreten. Dies ist jedoch näher gesehen nicht der Fall; der Laurvikit zeigt sich nämlich bei näherer Beobachtung überall als ein schon vorhanden gewesenes festes Gestein, das schon vor dem Ditroit aufgepresst wurde. Dieser ist offenbar auf Spalten im Laurvikit — oft zahlreichen, dicht auf einander folgenden Spalten — aufgedrungen und hat hierbei seine eigenthümliche gestreifte Structur erhalten. Diese gestreifte bis schieferige Structur ist nämlich gewiss eine Art Fluidalstructur, dadurch hervorgerufen, dass die dunklen Mineralien des Gesteins während der Bewegung des Magmas sich häufig parallel dessen Begrenzungsflächen in Streifen anordneten; dabei wurden die schon auskrystallisirten grösseren Mineralkörner oft zerbrochen, zerrieben und zu augenförmigen, namentlich aus Feldspath und Eläolith bestehenden, Einschlüssen abgerundet, wodurch das Gestein häufig eine typische primäre Augenstructur erhalten hat. Diese letztere sowie die unter dem Mikroskope oft deutlich nachweisbare Abrundung, Zerreibung und Zermahlung zu feinerem Detritus, auch von der Hauptmasse der Mineralkörner des Gesteins, wobei selbst der Mörtelstructur ähnliche Structurformen vorkommen, zeigt, dass das Magma während seines Aufpressens auf den Spalten des Laurvikit schon voll von ausgeschiedenen Krystallen gewesen ist und einen Krystallbrei gebildet haben muss. Ich habe die auf diese Weise entstandene Structur schon vielfach früher als Protoklasstructur bezeichnet, zum Unterschiede von den in schon festen Gesteinen gebildeten Kataklasstructuren.

Bald ist nun dieser mehr oder weniger deutlich gestreifte Ditroit in verschiedenen Varietäten, bald der Laurvikit das herrschende Gestein in dem raschen Wechsel der Grenzgesteine des Syenitgebietes am Langesundfjord. In dem der Grenze selbst näherliegenden Theile der Grenzzone ist der Laurvikit zum Theil so stark zerspalten gewesen, dass ein wahres Brecciengestein im Grossen entstand. Der Laurvikit bildet hier grössere oder kleinere Linsen von in der Regel einem halben bis einem Meter Durchmesser, häufig aber auch kleiner und bis zu vielen Metern Grösse; diese Linsen liegen im Ditroit eingebettet, bald vereinzelt, bald dicht beisammen in grosser Anzahl. Das nähere Studium dieser Verhältnisse zeigt, dass die Bildung dieser Gesteinsmischung offenbar auf folgende Weise vor sich gegangen ist: der zuerst auskrystallisirte, zu einem festen Gestein erstarrte Laurvikit ist in der Nähe der Grenzfläche durch fortgesetzte Einsinkungen längs der Grenze von unzähligen Spalten zerklüftet und in Schollen von grösseren und kleineren, bis zu ganz geringen Dimensionen, zerstückelt worden;

diese Schollen sind bei der Bewegung der ganzen Masse längs der Grenzfläche, das ist bei den Verwerfungen, während welcher gleichzeitig das Ditroitmagma aufgepresst wurde, aneinander gerieben und zu linsenförmigen Massen abgerundet worden, welche, indem sie im Magma um her schwimmend verschoben wurden, oft eine vollkommen kugelige Umgrenzung, in der Regel aber ellipsoidische Formen erhielten. Um diese Einschlüsse des Laurvikit herum wurde die schon angefangene Krystallisation des Ditroit fortgesetzt, wobei die Krystallisationsproducte sich mit dem Detritus des Laurvikit mischen mussten; man findet deshalb häufig auch gar keine scharfen Grenzen zwischen dem Ditroit und dem nahe verwandten Gestein der Linsen,

Fig. 6.



Linsen von Augitsyenit (Laurvikit) in gestreiftem Ditroit. Kjörtingholmen (?). ca. 1 : 40.

welche häufig gleichsam in den Ditroit übergehen. Näher besehen ist jedoch immer ein Unterschied vorhanden, nicht nur in der Structur, indem das Gestein der Linsen gewöhnlich gröber körnig und vollkommen gleichmässig eugranitisch körnig ist, während der Ditroit um die Linsen herum fast immer eine gestreifte fluidale Structur aufweist, sondern auch in der Zusammensetzung der einer älteren Krystallisation angehörigen Laurvikitlinsen und des jüngeren, an Nephelin und Sodalith reicheren gestreiften Ditroits.

Mehrere Umstände sprechen dafür, dass kein grösserer Altersunterschied zwischen beiden Gesteinen stattgefunden haben kann; vielleicht ist der Laurvikit nicht einmal vollständig abgekühlt gewesen,

als der Ditroit aufgepresst wurde. Die Laurvikitschollen, welche zu Linsen abgerundet wurden, scheinen sich zum Ditroitmagma ganz in derselben Weise verhalten zu haben, wie die in diesem schwimmenden, aus demselben auskrystallisirten Einsprenglinge von Feldspath, Eläolith etc., welche zu Augen abgerundet sind; es haben nämlich ebenso wenig die Laurvikitknollen, wie die genannten augenförmigen Einsprenglinge eine nachweisbare Contactmetamorphose erlitten, was dagegen in grosser Ausdehnung mit anderen Gesteinen der Grenzzone (Augitporphyriten, Rhombenporphyren) der Fall ist.

Auf der kleinen Insel Kjörtingen oder Kjörtingholmen nahe der Grenze am Nordende der Insel Gjeterö, ebenso an manchen Stellen auf den Arö-

Inseln etc. liegen diese gerundeten Laurvikitlinsen häufig so dicht beisammen, dass das zwischen ihnen aufgedrungene gestreifte Ditroitzgestein, dessen fluidale Structur sich um die Linsen herum windet, stellenweise gänzlich zurücktritt. Einige Illustrationen werden dieses Verhältniss besser als lange Beschreibungen beleuchten können.

Fig. 6 zeigt im Maassstabe 4:40 die glatte Oberfläche einer Stelle am Kjörtingholmen (?) (oder vielleicht auf einer der Aröschereen, was in meinem Notizbuche nicht hinreichend deutlich angegeben). Die linsenförmigen Partien sind die Laurvikitlinsen, um welche sich der jüngere Ditroit mit seiner gestreiften Fluidalstructur herumwindet; auf kleine pegmatitische Adern ist in dieser Figur keine Rücksicht genommen.

Fig. 7.



Steile Wand am Stoksund, auf Gross-Arö. ca. 1:20.
Linsen von Augitsyenit (Laurvikit) in gestreiftem Nephelinsyenit, mit eingeschalteten Syenitpegmatitgängen (Sy. P.).

Fig. 7 zeigt (in etwas grösserem Maassstabe 4:20) die Oberfläche einer steilen Wand an der See bei Stoksund auf der Insel Gross-Arö (etwas südlich von dem Häuschen am nördlichen Eingange zum Sund). Die linsenförmigen Körper sind Laurvikit, das gestreifte Gestein Ditroit; rechts von der grössten der Laurvikitlinsen befindet sich eine grössere pegmatitische Gangmasse (Sy. P); kleinere pegmatitische Injectionen, namentlich stellenweise reicher an dunklen Mineralien, sind auch in dem feinkörnigen gestreiften Ditroit durch gröbere Schraffirung angegeben.

Man kann für dieses Verhältniss nicht gut die Bezeichnung: Struc-

tur anwenden; der Begriff der Structur eines Gesteines bezieht sich ja in der Regel auf die Anordnung der einzelnen Mineralbestandtheile des einzelnen Gesteines selbst. Hier haben wir es aber mit einem Gemische zweier Gesteine und mit der Anordnung der Bruchstücke des einen in dem anderen zu thun; ich werde dafür die Bezeichnung: Architektur*) gebrauchen. Im vorliegenden Falle können wir dieselbe als eine primäre Breccienarchitektur mit linsenförmigen Bruchstücken charakterisiren**). Für die Structur ist das einzelne Mineralkorn die Einheit, für die Architektur ist die Einheit von höherer Ordnung, indem sie aus Gesteinspartien besteht.

An anderen Stellen ist wieder der Ditroit das Hauptgestein und die Laurvikitlinsen schwimmen dann vereinzelt in demselben, fast immer mit einem ausgezogenen Schwanze von besonderem Gesteine, welches unmittelbar um dieselben herum auskrystallisirt ist. Stellenweise sind recht bedeutende Schollen, von der Grösse kleiner Häuser, rings herum von dem gestreiften Ditroit umgeben, während wieder an anderen Stellen nur schmale Streifen von, alsdann häufig rein schieferigem, Ditroit als deutliche Spaltenausfüllung zwischen grösseren nur aufgespaltenen, nicht wesentlich gegen einander verschobenen Laurvikitschollen eingeschaltet sind.

Was die Zusammensetzung des Ditroit selbst betrifft, so ist Folgendes zu bemerken: Das isomer eugranitische Gestein ohne deutlich gestreifte Structur findet sich in der Regel nur in grösseren Massen oder in breiteren gangartigen Partien; es ist dann gewöhnlich mittelkörnig bis feinkörnig; mittlere Korngrösse 2—5 mm, von grauer Farbe, schwarz gesprenkelt durch die dunkleren Mineralien, und von einer Zusammensetzung, welche im Allgemeinen mit der oben beschriebenen des Gesteines von Bratholmen übereinstimmt: vorherrschend Mikroperthit und Eläolith mit wenig Sodalith, von dunklen Mineralien Barkevikit, diopsidähnlicher Pyroxen, Biotit mit Spuren von Olivin (als ältere Bildung im Pyroxen eingeschlossen); von Uebergemengtheilen Titanit, öfters reichlich, Zirkon, Apatit und Eisenerz. Aegirin pflegt nicht, oder nur als Randbildung um den im Dünnschliffe im Allgemeinen hellgrünlichen, seltener violetten, diopsidähnlichen Pyroxen vorhanden zu sein. Die gewöhnliche Altersfolge ist: Apatit, Zirkon, Titanit, Eisenerz, Olivin, Pyroxen, Barkevikit, Biotit, Eläolith mit Sodalith und Feldspath: zu bemerken ist jedoch, dass die Krystallisation der einzelnen Mineralien in so grosser Ausdehnung gleichzeitig mit derjenigen mehrerer der übrigen stattgefunden hat, dass im Allgemeinen eine mehr allotriomorphe, als hypidiomorphe Begrenzung resultirte.

*) Die Bezeichnung Architektur ist schon früher u. a. von C. F. Naumann, obwohl in abweichender Bedeutung, gebraucht worden (s. z. B. Naumann's Geognosie 2. 183).

** Als Beispiel secundärer Architekturformen kann z. B. die sogenannte »Riesenhäuserstructur« gepresster Gabbrogesteine etc. erwähnt werden.

Sehr häufig, ja fast noch gewöhnlicher, finden wir aber in der unmittelbaren Grenzzone anders beschaffene Varietäten der nephelinsyenitischen Gesteine. Folgendes Profil kann die gegenseitigen Verhältnisse derselben erläutern.

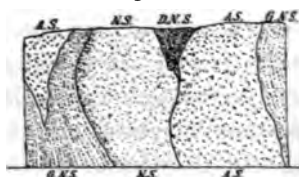
Fig. 8 stellt das Profil eines Theiles der steilen Wand am Stoksund auf Gross-Arö (gegenüber der kleinen Ansiedlung: Stykket auf Stokö) dar. Es kommen hier verschiedene Gesteinsvarietäten in raschem Wechsel vor. Das älteste Gestein ist wie gewöhnlich der Laurvikit (A. S.), hier wie so häufig in der Grenzzone nicht mit ausgeprägter typischer Laurvikitstructur, sondern mit einer mehr gewöhnlich isomeren eugranitischen Structur; das Gestein ist übrigens durchaus normal, bestehend aus Mikroperthit, Eläolith (spärlich, fast nur in mikropegmatitischer Verwachsung mit dem Feldspath), Biotit, diopsidartigem Pyroxen, ein wenig Barkevikit, Apatit, Erz.

Links an den Laurvikit anstossend tritt eine Zone von gewöhnlichem, nicht gestreiftem, grauem Ditroit (N. S.) auf; sowohl makroskopisch als mikroskopisch unterscheidet sich dies Gestein sofort von dem Laurvikit, gegen welchen es scharf begrenzt ist; die Zusammensetzung ist die oben beschriebene. Der Hauptunterschied von dem Laurvikit liegt, was die Zusammensetzung betrifft, namentlich in dem reichlicheren Auftreten des Eläolith in selbständigen isomeren Körnern, im Reichthum an Titanit, welcher im Laurvikit fehlt, in der mehr dicktafelförmigen Form der Feldspathkörner etc. Die Structur ist in diesem Gesteine noch vollkommen normal eugranitisch körnig ohne Detritusbildungen.

Links von diesem normalen Ditroit tritt ein fast ganz ähnliches Gestein, aber mit deutlich gestreifter Structur (G. N. S.) auf; dasselbe findet sich auch rechts von der Laurvikitpartie. Ich habe dasselbe von dieser Stelle nicht näher untersucht, schliesse aber aus anderen Vorkommnissen, dass ein grosser Unterschied von dem normalen Ditroit nicht vorhanden ist; am meisten hervortretend pflegt ein grösserer Aegiringehalt zu sein.

Auffällig unterscheidet sich dagegen ein zwischen dem Laurvikit und dem normalen Ditroit nachträglich eingedrungener dunklerer gestreifter Nephelinsyenit (D. N. S.) mit schon makroskopisch hervortretender Augenstructur; die grösseren, bis einige Centimeter langen Körner von Feldspath und Eläolith sind alle vollkommen gerundet mit elliptischem oder eiförmigem Durchschnitte, als »Augen« im Strome des feinkörnigeren Gemisches schwimmend. Unter dem Mikroskope ist diese Augenstructur noch mehr ausgeprägt; zwischen und um die »Augen« herum winden sich Ströme

Fig. 8.



Steile Wand von Stoksund auf Gross-Arö (gegenüber »Stykket«). ca. 1 : 75.
 A.S. = gewöhnlicher Augitsyenit (Laurvikit).
 N.S. = feinkörniger, nicht gestreifter Nephelinsyenit (Ditroit).
 G.N.S. = feinkörniger gestreifter und
 D.N.S. = dunkler gestreifter N.S.

der feingeriebenen Feldspath- und Eläolithkörnchen, hier und da gemischt mit Biotit- und Aegirinkörnchen; diese letzteren Mineralien finden sich auch für sich mit Apatit und Titanit (in oft grossen scharfen Krystallen) reichlich zusammengehäuft zu linsenförmigen Streifen in so grosser Anzahl, dass sie dem Gesteine stellenweise eine gewisse Schieferigkeit verleihen. Barkevikit findet sich hier nur in Spuren, dagegen tritt der Aegirin und der Biotit (Lepidomelan) stellenweise in vollkommen pterolithähnlichen Verwachsungen, welche vielleicht auch hier Pseudomorphosen nach Barkevikit sind, auf. Der gewöhnliche diopsidartige Pyroxen des normalen Ditroit findet sich nur in Spuren. Eisenerz fehlt, wie häufig in ägirinreichen Gesteinen, vollständig.

Die Structur dieses Gesteines ist, wie oben erwähnt, eine typische Protoklasstruktur; einer der vielen Beweise dafür, dass sie nicht als Kataklasstruktur eines älteren Gesteines aufgefasst werden kann, ist namentlich, dass unter den grösseren »Augen« so häufig Eläolith auftritt, welcher in derartig grossen selbständigen Kernen niemals im Laurvikit vorkommt. Die Bildung dieser Structur wurde schon oben (S. 105) besprochen.

Charakteristisch für dieses Gestein ist häufig die ein wenig grössere Basicität und ein grösserer Reichthum namentlich an Biotit und Aegirin, als bei den gewöhnlichen Ditroiten. Diese Gesteine sind die jüngsten der aus dem kleinen Profile Fig. 8 von Stoksund beschriebenen Gesteine; jünger als sie (oder höchstens vielleicht theilweise gleichzeitig mit denselben) sind die pegmatitischen Ganggesteine, welche eben auch durch das Vorherrschen des Lepidomelan und des Aegirin unter den dunklen Mineralien mit diesen »Augenditroiten« übereinstimmen.

Die typischen Augenditroite treten übrigens überall nur in geringer Mächtigkeit auf, meistens beschränkt auf diejenigen Theile der Grenzzone, wo eine ausgesprochene Linsenarchitektur vorherrscht, z. B. auf Kjörtingholmen, zwischen den zahlreichen Laurvikitlinsen dieser Insel, in schöner Ausbildung. Die Zusammensetzung ist in der Regel dieselbe, wie sie von Stoksund beschrieben wurde; doch findet man neben dem Biotit und Aegirin häufig auch noch Barkevikit und bisweilen selbst den diallagähnlichen Diopsid (z. B. Lillegården bei Eidanger), beide zuweilen auch als gerundete »Augen«. Es verdient ferner bemerkt zu werden, dass an manchen Vorkommnissen, sowohl der Augenditroite als der übrigen Ditroite, Albit, ausser im Mikroperthit, recht häufig auch als selbständiges, in Tafeln (nach ∞) ausgebildetes Mineral erscheint, bisweilen sogar in nicht geringer Menge; er ist hier unzweifelhaft ein primärer Bestandtheil eines echten Eruptivgesteines. Interessant zum weiteren Vergleiche mit den pegmatitischen Gängen, welche stellenweise gleichsam für die Augenditroite

vicariiren, ist, dass ich in den Augenditroiten mehrerer Vorkommnisse auch verschiedene der seltenen Mineralien, welche sonst in dieser Gegend nur aus den pegmatitischen Gängen bekannt sind, beobachtet habe. So habe ich z. B. bei Stocksund Melinophan und Flussspath, bei Lillegården Pyrochlor in diesen Gesteinen angetroffen; durch eingehenderes Suchen werden sicher noch weitere derselben aufgefunden werden.

Die »Augenditroite« mit ihrer typischen protoklastischen Detritus-structur gehen durch alle Uebergänge in die gewöhnlichen gestreiften Ditroite über, in welchen oft auch deutlich, obwohl weniger hervortretend, unter dem Mikroskope Detritusbildungen nachweisbar sind; die gestreiften Ditroite selbst gehen wieder in die normalen isomer körnigen eugranitischen Ditroite über.

Wie oben erwähnt, zeichnen sich die Augenditroite zum Theil durch eine etwas grössere Basicität, als die normalen Ditroite, aus; sie bilden dadurch ein Uebergangsglied zu den eigenthümlichen basischen Gesteinen, zu deren Beschreibung ich jetzt übergehen werde.

Nahe an der Grenze zwischen den älteren Augitporphyriten und dem Syenitgebiete auf der nach NW hervorspringenden Ecke des mittleren Theiles der Insel Gross-Årö ist der Augitporphyrit, welcher im Profile nur geringe Mächtigkeit einnimmt, längs der Grenzfläche zum grossen Theile in zahlreiche linsenförmige Bruchstücke von äusserst stark contactmetamorphosirtem Gesteine aufgelöst, welche in den Grenzvarietäten der Gesteine des Syenitgebietes eingestreut liegen. Diese Linsen des umgewandelten Augitporphyrit zeigen oft in ihren peripherischen Theilen eine stark hervortretende Schieferung mit Anhäufung von schwarzen Biotitschuppen längs den Schieferungsflächen; in kleineren Linsen geht dieselbe oft durch die ganze Linse. So interessant es auch wäre, so ist hier nicht der Ort, die Ursachen und näheren Verhältnisse dieser Schieferung und die contactmetamorphen Erscheinungen der Augitporphyrite und dieser Grenzzone überhaupt in dieser Abhandlung ausführlicher zu besprechen; doch werden weiter unten einige kurze Bemerkungen darüber mitgetheilt werden, obwohl ich die ausführlichere Bearbeitung der hierhergehörigen Beobachtungen einer späteren Arbeit vorbehalten muss. Zwischen den Linsen des umgewandelten Augitporphyrit windet sich nun theils pegmatitischer Syenit, theils auch eine sehr dunkle Varietät des mittelkörnigen schieferigen Ditroit, ein Gestein, welches hier vollkommen das Aussehen eines an dunklen Mineralien reichen krystallinischen Schiefers hat. Dies Gestein besteht nach mikroskopischer Untersuchung aus: Mikroperthit (untergeordnet auch ein wenig Mikroklin und Albit in selbständigen Körnern), Eläolith, beide reichlich und in isomeren allotriomorphen Körnern, spärlich ausserdem Sodalith, umgewandelt in Serpentin; von dunklen Mineralien finden

sich ein tief saftgrünes und grünbraunes, recht stark pleochroitisches Mineral der Aegirinreihe (in grösseren Körnern oft mit Korn von diopsidartigem Pyroxen) in rundlichen oder länglichen Körnern ohne jede idiomorphe Begrenzung, tiefbrauner Lepidomelan in unregelmässigen Schuppen, beide sehr reichlich und die vorherrschenden Mineralien des Gesteines ausmachend. Von Uebergemengtheilen ist besonders Titanit reichlich vorhanden, theils in grösseren (oft mehrere Millimeter grossen) gut begrenzten, ziemlich stark pleochroitischen Krystallen, theils in kleinen gerundeten, resorbierten Körnern; Zirkon findet sich auch, obwohl spärlich, von Apatit und Erzmineralien ist dagegen kaum eine Spur zu entdecken. Grössere »Augen« von Feldspath und Eläolith, oft vollkommen gerundet, mit Einschlüssen der früher auskrystallisirten Mineralien finden sich ebenfalls in diesem Gesteine, obwohl die Structur nur in geringem Grade Detritusbildungen zeigt, sondern mehr als eine normale isomer körnige Structur ausgebildet ist. Die Schieferung des Gesteines wird, theils überhaupt durch einen Wechsel der hellen und dunklen Mineralien in Streifen, theils, unmittelbar um die Augitporphyritlinsen herum, namentlich durch eine ungewöhnlich reichliche Krystallisation von subparallel orientirten Lepidomelanschuppen als eine förmliche »Harnischbildung«, bewirkt.

Das Gestein ist somit ein sehr basischer, eigenthümlich primär-schieferiger (protoklastischer) Aegirinditroitschiefer; beim Vergleiche lässt sich das Gestein der Augitporphyritlinsen durch seinen Charakter als ein durch Contactmetamorphose durch und durch umgewandeltes präexistirendes Gestein unter dem Mikroskope immer ohne Schwierigkeit unterscheiden.

Dieser Aegirinditroitschiefer umschliesst die Augitporphyritlinsen nur als eine Schale von geringer Dicke, kaum je mehr als $\frac{1}{2}$ m; nach dem Streichen geht er bisweilen deutlich über in den weniger basischen, gewöhnlichen schieferigen Ditroit

	I.	II.	
<i>Si</i> O ₂	48,29	56.71	
<i>Ti</i> O ₂	3.51	—	
<i>Al</i> ₂ O ₃	12.59	22.49	
<i>Fe</i> ₂ O ₃	7.54	} 3.40	} 44,00
<i>Fe</i> O	3.49		
<i>Mg</i> O	0,44	4,19	
<i>Ca</i> O	7,22	2,22	
<i>Na</i> ₂ O	9.32	7,37	} 45.64
<i>K</i> ₂ O	6,32	5.87	
<i>H</i> ₂ O	1,49	0,45	} 13.24
<i>F</i>	Spur	—	
	<u>99.85</u>	<u>99.70</u>	

Der hohe Alkaligehalt weist ohne Zweifel dem Gestein seine Stellung als ein Glied der Nephelinsyenitreihe an. Auffällig ist der hohe TiO_2 -Gehalt; da Erze kaum in Spuren vorhanden sind, muss derselbe auf den grossen Titanitgehalt und zum Theil wohl auch auf einen ungewöhnlich hohen TiO_2 -Gehalt des Lepidomelan zu beziehen sein. Der Unterschied von dem gewöhnlichen Ditroitschiefer der Grenzzone liegt namentlich in dem bei weitem höheren Gehalt von Aegirin und Lepidomelan, sowie auch in dem reichlicheren Auftreten des Nephelin unter den hellen Mineralien.

Fig. 9 zeigt ein Vorkommen dieses Gesteins von der genannten Stelle auf Gross-Ärö; die analysirte Probe ist von dem mit VIII markirten Punkte genommen. Einige weitere Beispiele

von Resorptionserscheinungen in den als Spaltenausfüllungen auftretenden Gesteinen der Grenzzone werden weiter unten erwähnt werden.

Das in Fig. 9 mit VII bezeichnete Gestein in der kleinen Skizze von Gross-Ärö ist Rhombenporphyr; es ist nur das obere Ende einer mehrere

Fig. 9.



- I—VI. contactmet. Augitporphyr.
- VII. do. Rhombenporphyr.
- VIIIa. schieferiger do.
- VIII. Aegirinditroitschiefer.
- IX. Syenitpegmatit.

Meter langen linsenförmigen Masse dieses Gesteins, welches auf der Figur sichtbar ist. Nach oben geht dieser Rhombenporphyr, wie die Figur es zeigt, in ein schieferiges, makrospodisch feinkörniges graues Gestein (VIIa) über.

Ähnliche linsenförmige Massen von Rhombenporphyr finden sich an zahlreichen Stellen in dieser Grenzzone auf den Inseln Gröss-Arö, Stokö und auf den Scheeren östlich von Stokö (Langeskjär, Gråskjær etc.); sie finden sich aber ausschliesslich in den der Grenze selbst zunächst liegenden Theilen der Grenzzone, kaum je über 150 m von der Grenze selbst entfernt. Auch habe ich dieselben niemals anderwärts beobachtet ausser längs dem Theile der Grenzzone, wo der Laurvikit an Augitporphyr angrenzt.

Was das Auftreten des Rhombenporphyrs in der Grenzzone betrifft, so ist ferner zu bemerken, dass er immer nur relativ kleine linsenförmig begrenzte Partien bildet; diese

Linsen, welche mit ihrer Längsrichtung der Grenzfläche selbst parallel liegen, sind häufig nur von 1 oder ein paar Meter Länge, bisweilen (auf den Scheeren östlich von Stokö) sind sie so gross, wie kleine Häuser. Die grösseren Linsen sind oft ganz klumpig und dick, die kleineren (z. B. im Stoksund auf Stokö) häufig ganz flach, im Durchschnitte vielmal länger, als dick.

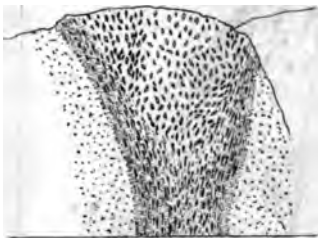
Untersucht man diese Linsen des Rhombenporphyrs genauer, so findet man, dass

ihre Randtheile immer eine scheinbar fluidale, oft ganz schieferige gestreifte Structur aufweisen.

In dem Fig. 40 dargestellten Beispiele (vom Stoksund) sieht man, dass im mittleren Theile der Linse (von welcher nur das untere Ende erhalten ist) noch die Krystalle des Natronmikroklin (Anorthoklas) mit ihren rhombischen Durchschnitten scheinbar gut erhalten nach allen Richtungen gegen einander liegen; nach der Randbegrenzung hin ändert sich deutlich die Form dieser rhombischen Durchschnitte, sie werden kaulquappenähnlich mit schwanzförmigen Fortsetzungen, welche immerfort an Länge zunehmen, so dass in den Randzonen selbst nur die strichförmigen, parallel orientirten, oft sehr lang ausgezogenen Schwänze restiren.

Unter dem Mikroskope sieht man, dass nur in den grösseren Linsen und selbst nur in den mittleren Theilen derselben der Rhombenporphyrcharakter einigermaßen erhalten ist; man findet hier in einer aus Orthoklas, Biotit, Pyroxen, Erzkörnchen etc. bestehenden Grundmasse noch die Einsprenglinge des Natronmikroklin erkennbar erhalten, die Grundmasse-

Fig. 40.



Rhombenporphyrinlinse mit gestreifter schieferiger Grenzzone in Augitsyenit. Stoksund. 1:30.

structur ist noch die für den Rhombenporphyr charakteristische mit kurz-rectangulären Orthoklasdurchschnitten etc., etc. Doch ist auch hier offenbar das Gestein schon auffallend umgewandelt. Diese Umwandlung nimmt aber nach dem Rande der Linsen hin schnell zu; die Grundmasse hat hier nicht mehr die gewöhnliche Rhombenporphyrstructur, sondern ist, je näher man dem Rande kommt, mehr und mehr schieferig, und unter dem Mikroskope ganz allotriomorph körnig, zusammengesetzt aus Detritus des früheren Rhombenporphyrs, noch mehr aber aus Neubildungen, worin namentlich Biotit (Lepidomelan), Aegirin, oder in anderen Fällen ein in die Aegirinreihe übergehender Diopsid, in wieder anderen Fällen zugleich (oder vorherrschend) eine dieser Grenzzone eigenthümliche saftgrüne Aegirin-ähnlich aussehende Hornblende, sowie Titanit neben den Feldspathkörnern hervortreten; Apatit in gerundeten Körnern, Erzpartikel (spärlich), Zirkon, Pyrochlor etc. sind bisweilen in die streifenförmigen Anhäufungen der dunklen Mineralien eingemischt, häufig von Flussspath begleitet. Zwischen den Grundmassestreifen sind nun die Umwandlungsproducte der Einsprenglinge des Natronmikroklin eingelagert. Die Kaulquappenform, sowie noch mehr die Strichform derselben zeigt sich unter dem Mikroskope evident auf einer von gewaltigem Drucke verursachten Umformung derselben beruhend; sie wurden dabei ganz auf analoge Weise, wie z. B. die Feldspatheinsprenglinge gepresster, regionalmetamorphischer Quarzporphyre zuerst zerspalten, dann weiter und weiter zermalmt und zerdrückt unter erheblicher Entstehung von Detritus und unter reichlicher Neubildung sowohl von Feldspath als Biotit und anderen Mineralien zwischen den zerdrückten Bruchstücken. Bei fortgesetztem Auswalzen der Reste der Einsprenglinge in der Grenzzone resultiren schliesslich die strichähnlichen Durchschnitte, worin die ursprünglichen Einsprenglinge gar nicht mehr zu erkennen sind. In kleineren und stärker ausgewalzten Linsen, wie sie z. B. Fig. 44 darstellt, lassen sich selbst in der Mitte der Linsen nur mit Schwierigkeit die ursprünglichen Natronmikroklineinsprenglinge erkennen, die ganze Linse ist in ein schieferiges Gestein fast ohne Spur der ursprünglichen Structur umgewandelt.

Fig. 44.



Rhombenporphyrins, schieferig, in Ditroitischief. 1 : 75.

In den grösseren Linsen sieht man, dass die rhombischen Durchschnitte der Natronmikroklineinsprenglinge in allen Richtungen gegen einander liegen. Die Parallelstructur der Umwandlungsproducte (der Kaulquappenschwänzchen und der Striche) derselben in der Randzone der Linsen ist deshalb durch und durch secundär. Die Linsenform der Rhombenporphyrmassen muss deshalb auch selbst secundär und

bei der nachgewiesenen Druckmetamorphose hervorgebracht worden sein.

Da nicht nur die Structur, sondern auch die Zusammensetzung der Grenzzone der Linsen von derjenigen eines gewöhnlichen Rhombenporphyrs ganz abweichend ist, schien es mir von Interesse, zu untersuchen, ob und auf welche Weise diese Abweichung sich auch in chemischer Beziehung constataren liesse. Hr. G. Forsberg führte deshalb auf meine Veranlassung für meine Monographie der Eruptivgesteine des Christiania-gebietes folgende Analysenreihe aus; zum Vergleich ist auch die Analyse eines gewöhnlichen Rhombenporphyrs aus dem Brumunthale nach H. Bäckström (l. c.) beigelegt (I). Die Analyse II ist der Rhombenporphyr aus einer gepressten Linse vom Stoksund, aus dem inneren Theile, III aus der ungefähr 3 cm breiten schieferigen Randzone derselben Linse und IV aus dem angrenzenden Syenitpegmatit, alle drei Analysen von G. Forsberg.

	I.	II.	III.	IV.
SiO ₂	54,0	55,07	55,44	53,84
TiO ₂	2,0	—	—	—
Al ₂ O ₃	48,9	49,57	20,08	49,69
Fe ₂ O ₃	} 7,8	3,38	2,30	6,20
FeO		3,42		
		} 6,80		} 6,17
MnO	0,4	—	—	—
MgO	0,7	4,68	4,67	0,85
CaO	3,8	5,56	5,06	4,73
Na ₂ O	6,5	7,40	7,88	7,77
K ₂ O	3,9			
	} 10,4		} 14,04	
	} 10,44		} 12,35	
Glühverlust	2,3	0,38	0,59	4,52
	<u>100,3</u>	<u>99,50</u>	<u>99,72</u>	<u>99,78</u>

Die Uebereinstimmung des Rhombenporphyrs der Linse vom Stoksund mit demjenigen vom Brumunthale, ist, besonders wenn man berücksichtigt, dass die TiO₂, welche ganz sicher auch in dem Stoksund-Gesteine vorhanden ist, nicht bestimmt wurde, ganz befriedigend; erwägt man ferner, dass Stoksund am südsüdwestlichen, Brumun am nordnordöstlichen Ende der eingesunkenen Landstrecke, deren centrale Theile das Christianiathal bilden, also in einem Abstände von ca. 230 km von einander gelegen sind, so ist die Uebereinstimmung von I und II geradezu erstaunlich.

Auch die Analysen II und III stimmen so nahe überein, dass wir kaum bemerkenswerthe Unterschiede zwischen denselben annehmen können; nur ist der Alkaligehalt in dem Randzonengesteine für ein Gestein der Augitsyenitreihe auffallend hoch, was vielleicht auf Zufuhr von Natron in den Neubildungen (Aegirin, Eläolith) zu beziehen ist.

Die Analysen II und III zeigen durch ihre ganze Zusammensetzung

ihre Zugehörigkeit zur nephelinarmen bis nephelinfreien Reihe der laurvitischen Rhombenporphyre; von dem Syenitpegmatit der Analyse IV unterscheiden sie sich namentlich durch höheren CaO - und geringeren Alkaligehalt.

Die Analyse IV ist die einzige bis jetzt vorliegende Analyse der syenitpegmatitischen Ganggesteine der Grenzzone; sie ist kaum als typisch zu betrachten. Wegen der Schwierigkeit, aus einem so grobkörnigen Gesteine (in dem analysirten Stücke war allerdings die Korngrösse gering, durchschnittlich kaum 4 cm) gut gemischtes Material für eine Bauschanalyse darzustellen, wäre ein genauer Ausdruck der mittleren Zusammensetzung nur durch eine grosse Anzahl Analysen zu erreichen möglich. Im vorliegenden Falle ist sicher der Gehalt an Eisenoxiden höher als gewöhnlich, der Gehalt an Alkalien vielleicht etwas niedriger. Man sieht jedoch sofort, dass die Analyse dies Gestein in die Reihe der nephelinführenden verweist, wie unten näher besprochen werden soll.

Nach dieser Abschweifung wenden wir uns zur näheren Discussion der Rhombenporphyrlinsen zurück. Diese zeigen durch ihre ganze Beschaffenheit bei der näheren Untersuchung unter dem Mikroskope, dass sie durch Druckmetamorphose umgewandelt sind. Diese Druckmetamorphose hat sich jedoch vorzugsweise in den Randtheilen der Linsen geltend gemacht; in den centralen Theilen finden wir dieselbe bei weitem weniger, bisweilen fast gar nicht erkennbar. Dagegen beobachten wir auch in den centralen Theilen der Linsen eine hervortretende Contactmetamorphose; dieselbe äussert sich vorzugsweise durch eine, meistens vom Rande ab eingreifende Umkrystallisation der Einsprenglinge in ein Aggregat von kleinen allotriomorphen Feldspathkörnchen, gemischt mit Biotitschuppen, Erzkörnchen und anderen neugebildeten Mineralien, dann auch durch eine Umkrystallisation der Grundmasse, so dass diese schliesslich nur aus allotriomorphen Körnchen in ausgeprägter Contactstructur und mit reichlichen Neubildungen besteht. Dass die beobachteten Erscheinungen auf eine durchgreifende Contactmetamorphose zu beziehen sind, wird mit aller Sicherheit dadurch bewiesen, dass Bruchstücke von Rhombenporphyr, eingeschlossen im Quarzsyenit (Nordmarkit) von Tonsenäs nördlich von Christiania, von Heivandet (nordöstlich von Skien) (siehe oben S. 60 und 58) etc. ganz entsprechende Umwandlungen zeigen, unter Umständen, wo keine Druckmetamorphose beobachtet wurde. Auf Einzelheiten dieser interessanten Umwandlungsreihe einzugehen, würde hier zu weit führen. Es muss die ausführliche Beschreibung dieser metamorphischen Erscheinungen deshalb meiner künftigen Monographie der Eruptivgesteine des Christianiagebietes vorbehalten bleiben.

Die Druckmetamorphose der Rhombenporphyrlinsen hat also gar nichts mit einer ausgedehnten Regionalmetamorphose

zu schaffen, obwohl sie in ihren Resultaten vollkommen an eine solche erinnert. Sie ist eine specielle auf localen Verhältnissen beruhende Aeussereung der Reihe der contact-metamorphischen Erscheinungen dieser Grenzzone, eine »Contactdruckmetamorphose«, und ist nur von rein localer Art, an die Grenzzone selbst gebunden.

Diese Umwandlung der Rhombenporphyrlinsen ist geeignet, auch über die höchst merkwürdige Contactmetamorphose der Augitporphyrite Licht zu werfen; ohne auf alle Einzelheiten dieser Umwandlung hier eingehen zu können, was uns zu weit führen würde, will ich nur auf die Analogien mit den Rhombenporphyrlinsen hindeuten.

Wie bei diesen ist eine Umkrystallisation des ganzen Gesteins, der Einsprenglinge (sowohl von Plagioklas, wie von Pyroxen) wie der Grundmasse, bei der Contactmetamorphose vor sich gegangen; ich weise hier auf meine früheren Beschreibungen dieser Umwandlung hin; die schliesslich resultirende Structur ist eine typische Contactstructur und die Zusammensetzung abweichend von der ursprünglichen.

Wie bei dem Rhombenporphyr ist eine Druckschieferigkeit bei den Augitporphyriten in grosser Ausdehnung längs der Grenzzone ausgebildet; die reichliche Detritusbildung und Krystallisation, namentlich von dunklem Biotit (Lepidomelan), längs der durch die Druckcontactmetamorphose entstandenen Schieferungsflächen, parallel der Grenzzone, haben hier eine in der Regel weit vollkommenere Schieferigkeit, als bei den Rhombenporphyrlinsen bewirkt. Ich habe diese Schieferigkeit der Augitporphyrite der Grenzzone, welche auf Stokö und Arö, zum Theil auch in Eidanger, so ausgezeichnet ausgebildet ist, früher gar nicht verstanden; erst durch den Vergleich mit den Rhombenporphyrlinsen ist dieselbe mir verständlich geworden. Auch in den losen, in den syenitischen Gesteinen der Grenzzone als Bruchstücke eingeschlossenen Augitporphyritlinsen, wie sie z. B. Fig. 9 darstellt, ist die Schieferigkeit vorhanden; sehr gewöhnlich findet man aber hier, dass sie wie bei den Rhombenporphyrlinsen der Umgrenzung parallel verläuft und bisweilen sieht man deutlich, dass nur die Randzone der Linsen schieferig ist, was in Verbindung mit den Beobachtungen unter dem Mikroskope deutlich beweist, dass die Schieferigkeit eine locale und secundäre, bei der Contactmetamorphose selbst entstandene ist.

Der Augitporphyrit findet sich auf Gross-Arö, Stokö, Låven, und namentlich in Eidanger als zusammenhängend anstehende Massen, welche besonders in Eidanger (und noch mehr weiter nördlich zwischen Skien und Slendal) eine bedeutende Mächtigkeit, von mehreren hundert Fuss, zeigen; sie bilden hier überall, wie aus dem Vorhergehenden bekannt, alte Becken über den devonischen Sandsteinen. Im südlichen Theile der Grenz-

zone auf Stokö und Gross-Arö ist die Mächtigkeit der hier fast vertical aufgerichteten, zum Theil offenbar schwach überkippten Augitporphyrite bei weitem geringer als in Eidanger und weiter nördlich; auch finden wir auf Stokö und Gross-Arö an mehreren Stellen (so ausgezeichnet an dem nordwestlichen Vorsprunge des mittleren Theiles von Gross-Arö, welchem Fig. 9 entnommen ist) den Augitporphyrit längs der Grenze in oft zahlreichen linsenförmigen, seltener unregelmässig scharfeckigen Bruchstücken, wie sie oben erwähnt wurden, in den anstossenden syenitischen Gesteinen eingeschlossen. Mit diesen Augitporphyritlinsen sind nun die Rhombenporphyrlinsen ganz sicher analog aufzufassen.

Die Rhombenporphyrlinsen sind nichts weiter, als die letzten Reste einer (sonst im ganzen Christianiagebiete überall vorhandenen) ehemaligen über dem Augitporphyrit ausgebreiteten Decke von Rhombenporphyr.

Bei den Eruptionen derselben wurde diese Decke aller Wahrscheinlichkeit nach über der wenig geneigt liegenden Schichtenfolge der paläozoischen Formationen mit ihrer Ueberlagerung durch die horizontale Augitporphyritdecke, selbst ungefähr horizontal ausgebreitet. Erst nach ihren Eruptionen sind die grossen Einsinkungen nach der Tiefe in das noch flüssige Augitsyenitmagma, welches seiner Zusammensetzung nach nur wenig von dem Rhombenporphyr selbst abweicht, erfolgt. Durch diese Einsinkungen, welche schliesslich mehrere tausend Fuss (vielleicht mehr als 4500 Meter) betragen haben, kamen die Oberflächengesteine, die Augitporphyrite und noch mehr die allerobersten Deckengesteine, die Rhombenporphyre, in Berührung mit dem Tiefenmagma; bei dem fortgesetzten Einsinken in dasselbe musste das Magma selbst aufgepresst werden und ist dann (wie die nach der Grenze zu stetig zunehmenden Fallwinkel zeigen, welche für die Augitporphyritdecke sogar Ueberkippung angeben) nach und nach mit einem der Schwere der einsinkenden Landmasse selbst entsprechenden gewaltigen Drucke gegen ihre steile Front angepresst worden. Durch den hohen Druck des Magmas ist die Rhombenporphyridecke vollständig zu lösen, im Magma frei schwimmenden Bruchstücken zerfallen, ein Schicksal, welchem zum Theil auch der Augitporphyrit unterhalb desselben unterlag. Beide wurden äusserst durchgreifend contactmetamorphosirt (was auch mit der ganzen Reihe der paläozoischen Schichten der Fall war) und längs der Grenzfläche wurde als specielle Aeusserung der hier unter eigenthümlichen Bedingungen stattfindenden Contactmetamorphose in weiter Ausdehnung zugleich eine secundäre Druckschieferigkeit in den dem Drucke des Magmas am meisten ausgesetzten Eruptivgesteinen, dem Rhombenporphyr und dem Augitporphyrit ausgebildet. Diese Druckschieferung ist jedoch vielleicht erst nach der Erstarrung des

Augitsyenitmagmas, bei Reibungs-Bewegungen längs der Grenze zwischen den Porphydecken und dem schon festen Augitsyenit unter fortgesetztem Einsinken weiter ausgebildet.

Erst nach der Erstarrung des Augitsyenit (Laurvikit) ist wieder durch neue, fortgesetzte Einsinkungen auch dieser selbst zerklüftet und zum Theil zu linsenförmigen Massen unter Aufdringen der aus weiterer Tiefe aufgepressten natronreicheren Nephelinsyenite (Ditroite etc.), welche oben beschrieben sind, zerrieben worden, wie dies in der ganzen vorhergehenden Darstellung ausführlich auseinandergesetzt wurde. Diese Nephelinsyenite herrschen nun auch ganz und gar in der allernächsten Grenzzone; die schon früher contactmetamorphosirten Linsen der Augitporphyrite und des Rhombenporphyrs sind deshalb auch bei weitem zum grössten Theile in diesen später aufgepressten gestreiften Nephelinsyeniten eingebettet und die schliessliche Ausbildung ihrer Druckschieferung gewiss erst auf die die Eruption dieser Gesteine begleitenden Druck- und Reibungsprocesse zu beziehen.

Ausser den jetzt beschriebenen umgewandelten Rhombenporphyrinseln, und den gestreiften oder bisweilen sogar schieferigen, nephelinreichen, in der Regel ziemlich basischen Grenzgesteinen, welche oben ihrer isomer eugranitischen Structur wegen als Ditroite zusammengefasst wurden, mit ihrem sehr basischen, durch Resorption der Augitporphyrite beeinflussten, ganz local auftretenden Endgliede, dem primären Aegirinditroitschiefer, findet sich zwischen und in den Laurvikitpartien auch noch eine weitere Gesteinsreihe in grosser Ausdehnung als Ausfüllung der letzten, durch die Zerklüftung längs der Grenzzone gebildeten Spalten, nämlich die grobkörnigen bis grosskörnigen nephelinsyenitischen Pegmatitgänge, zu deren Beschreibung wir jetzt übergehen werden.

BRÜGGER, Syenitpegmatitgänge (Zeitschr. f. Kryst. XVI).

Fig. 16.



Verlag von W. H. Knochmann, Leipzig.

Lichtdruck von Julius Klinkhardt, Leipzig.

Läven, von S. W. gesehen.

Die nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der südwestlichen Grenzzone des Augitsyenitgebietes.

Dass diese Gänge als wahre eruptive Gesteinsgänge, in ähnlicher Weise, wie ein gewöhnlicher Syenit oder Ditroit, aus einem Magma erstarrt, aufzufassen sind, betrachte ich als nach meinen Beobachtungen sicher bewiesen. Wir werden diese letzteren selbst reden lassen, indem wir das Vorkommen und die Eigenthümlichkeiten der Gänge beschreiben und zwar zuerst einige typische Vorkommnisse besprechen.

Die Syenitpegmatitmasse von Låven und der Südspitze von Stokö.

Dieses weltberühmte Vorkommen so vieler seltener Mineralien, welche hier zuerst gefunden wurden, ist wahrscheinlich von dem Pfarrer zu Eidanger, dem S. 8 erwähnten Mineralogen M. Thr. Esmark, ungefähr 1830 oder vielleicht etwas früher entdeckt worden. Jedenfalls war es im Jahre 1839 bereits bekannt, denn schon damals hatte Esmark den Leukophan, A. Erdmann den Mosandrit hier aufgefunden. Obwohl die Localität seit der ersten Entdeckung von zahlreichen und zwar darunter von nicht wenigen der hervorragendsten Mineralogen und Geologen besucht worden ist, findet sich in der Literatur keine einzige nennenswerthe Beschreibung der berühmten Fundstelle, welche den Sammlungen so viele Schätze geliefert hat.

Gelegentlich der Mineralbeschreibungen früherer Mineralogen erwähnt, ist die Localität gewöhnlich unrichtig Lamö, Lamöskjär oder Lammeskjär (»Lämmchenscheere«) benannt; Lamö oder die Lammescheeren liegen, wie die Karte zeigt, etwas nördlicher als Låven und sind meistens grösser als dieses Inselchen.

Der Name »Låven« bedeutet »die Scheune« und das ganze Inselchen hat auch eine gewisse Aehnlichkeit mit einer Scheuer mit flach gewölbtem Dache (siehe den nebenstehenden Lichtdruck Fig. 46). Die Längenausdehnung derselben ist nur ca. 200 Fuss, die Breite bedeutend geringer, die Höhe nur ungefähr 30 Fuss (27 Fuss oder 8,5 Meter). Die schwach nach S und nach SW geneigte, nach N und NO steiler abfallende Oberfläche des Inselchens war früher in ihrer ganzen Längenausdehnung durch mehrere lange, seichte, parallel angeordnete grossartige Glacialrinnen (breiten seichten Pflügrinnen gleichend) gefurcht; dieselben sind jetzt durch das jahrelang fortgesetzte

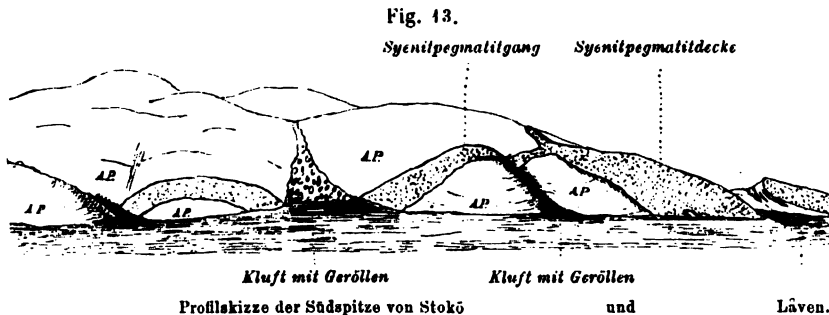
Sprengen der Mineraliensucher grösstentheils verschwunden und die Insel ist mit Massen von Sprengschutt und Gesteinsbrocken bedeckt, obwohl bei der Gewinnung in der Regel die durchgesuchten ausgesprengten werthlosen Massen in die See geworfen wurden. Das Dach von Låven besteht nämlich fast in der ganzen Ausdehnung aus grosskörnigem Nephelinsyenitpegmatit, welcher eben hier auf dieser Insel stellenweise sehr reich an seltneren Mineralien gewesen ist.

Dieser Syenitpegmatit bildet eine nur wenige Meter mächtige scheinbare Decke über dem aus stark contactmetamorphosirten Augitporphyrit bestehenden Fusse der Insel; die Decke ist jedoch näher besehen nur eine durch Erosion entblöste alte Intrusivmasse, welche auf einer liegenden, schwach geneigten Spalte im Augitporphyrit eingepresst worden ist.



Die nähere Betrachtung lehrt, dass diese liegende Intrusivmasse Låvens nur als eine Fortsetzung der Syenitpegmatitmasse auf der Südspitze der naheliegenden grösseren Insel Stokö aufzufassen ist.

Das Südende der letzteren bildet eine nach SO vorspringende Spitze, welche zum grössten



Theile aus stark contactmetamorphosirten und auffälliger Weise fast schieferigen (siehe oben) Augitporphyriten besteht; die Bänke der Schieferung zeigen steiles Fallen. Die umgewandelten dunklen Augitporphyrite sind von mehreren ungefähr N—S verlaufenden Klüften durchsetzt; quer über die, diese grösstentheils mit losen Geröll gefüllten Klüfte trennenden, kleinen Rücken, sowie quer über die Klüfte selbst setzt ein mächtiger, fast verticaler Gang von Syenitpegmatit ungefähr parallel der Küste der Insel auf. Verfolgt man denselben näher, so sieht man, dass er nach Osten hin, auf der südöstlichsten Inselfspitze selbst, sich als eine scheinbar deckenförmige Masse über den unterliegenden Augitporphyrit verbreitet; die Fortsetzung dieser deckenförmigen Intrusivmasse ist ziemlich sicher die Syenitpegmatitmasse der Insel Låven, wie die kleine Kartenskizze Fig.

42 und die vom Meere aus (vor vielen Jahren) skizzierte Profilzeichnung Fig. 43 zeigen.

Die verticale Gangmasse ist auf Stokö bei *a* 8—9 Meter, bei *b* nur ungefähr 3 Meter mächtig, also stark zusammengeschürt unmittelbar vor der deckenförmigen Ausbreitung nach beiden Seiten; diese ist in nördlicher Richtung ungefähr 15 Meter, nach Süden ungefähr 400 Meter, und hier ungefähr 45 Meter breit, also über ungefähr 4500 qm verbreitet; östlich von der deckenförmigen Ausbreitung sieht man am Sunde gegenüber Låven, dass dieselbe mit der Fortsetzung des verticalen Ganges in Verbindung steht, welcher hier bedeutend mächtiger ist. Die Mächtigkeit der Decke lässt sich weder auf Stokö noch auf Låven sicher bestimmen; dieselbe beträgt jedoch gewiss nur wenige Meter, kaum viel über 40 Meter. Nach Westen hin verzweigt sich die verticale Gangmasse in mehrere schmale Arme und sendet hier auch kleine Seitenausläufer in das Nebengestein hinein; die äussersten Ausläufer dieser merkwürdigen Gangmasse scheinen auch auf der Insel Arö fortzusetzen.

Die Zusammensetzung dieser theils auf einer verticalen, theils auf einer liegenden Spalte injicirten Gangmasse ist die eines grob- bis grosskörnigen Nephelinsyenit. Dieselbe ist nicht ganz gleichartig in der ganzen Ausdehnung der Gangmasse. Der verticale Gang besteht wesentlich aus Feldspath, ein wenig Eläolith und Spreustein (umgewandelten Sodalith) mit Aegirin, Magnetit, etwas Zirkon, Flussspath etc.; die Structur ist hier gleichmässig eugranitisch körnig, nicht grosskörnig, sondern nur mässig grobkörnig. In der deckenförmigen Fortsetzung auf der Südspitze der Insel besteht die Gangmasse zwar aus denselben Hauptmineralien: Feldspath, Eläolith, Spreustein, Aegirin, Lepidomelan, Magnetit, aber das Korn ist hier bedeutend grösser, indem der Feldspath, der Eläolith etc. stellenweise zum Theil in mehr als faustgrossen Individuen auftritt, obwohl die Hauptmasse des Gesteins auch hier nicht sehr grobkörnig ist; ausserdem findet man in diesem Theile der Gangmasse bisweilen seltene Mineralien, wie Mosandrit, Tritomit, welche in dem verticalen Gange kaum vorhanden sind, und ein früherer drusiger Charakter giebt sich aus dem Vorhandensein von Mineralien, wie Leukophan und Flussspath, sowie von einem in weissen zuckerähnlichen Massen auftretenden, sehr feintafeligen Albit (siehe S. 524 des speciellen Theiles) kund.

Die seltenen Mineralien, welche auf der Südspitze von Stokö nur sporadisch auftraten, sind auf Låven stellenweise in grosser Menge vorhanden. Die Gangmasse Låvens besteht ganz vorherrschend aus weissem Feldspath (über den Feldspath von Låven s. S. 557 des speciellen Theiles), daneben aus röthlichem oder bräunlichem Eläolith (zum Theil in »Ranit« umgewandelt), grauem Sodalith (gewöhnlich in hellröthlichen Spreustein umgewandelt) und von dunklen Mineralien Aegirin, oft auch Lepidomelan,

und titanreichem Magnetit. Diese Mineralien sind als die Hauptmineralien der Gangmasse anzusehen; die zahlreichen übrigen auf Låven vorgefundenen Mineralien sind, obwohl mehrere stellenweise in bedeutender Menge auftreten, doch sämmtlich accessorische Bestandtheile: Apatit, Mosandrit, Låvenit, Wöhlerit (sehr selten), Pyrochlor, Zirkon, Orangit, Freialith, Titanit, Löllingit, Titaneisenerz, Tritomit, Katapleit, Astrophyllit, Perowskit (äusserst selten), Eukolit, Cancrinit (sehr selten), Leukophan, Flussspath, Molybdänglanz, Zinkblende, Bleiglanz, Analcim, Natrolith, Hydronephelit (Ranit), Thomsonit, Apophyllit und endlich als letzte Bildung Kalkspath (selten). Im Ganzen habe ich also auf Låven mehr als 30 verschiedene Mineralien beobachtet.

Alle diese Mineralien kommen keineswegs in gleichmässiger Verbreitung vor; einzelne derselben sind vielmehr local angehäuft, so dass dadurch die Gesteinsmasse an solchen Stellen ein eigenartiges Gepräge erhält.

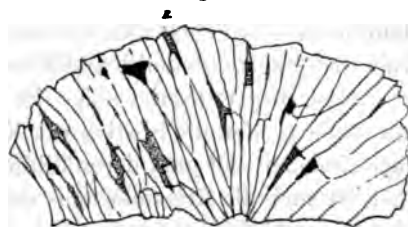
Einige Beispiele werden dies erläutern. Gewöhnlich muss man am nördlichen Ende der kleinen Insel landen; am Fusse der Decke sieht man hier auf dem Augitporphyr eine eigenthümliche Syenitpegmatitpartie, bestehend vorherrschend aus Feldspath und rothem, aus Sodalith entstandenem Spreustein, sowie ein wenig Aegirin und Lepidomelan; die rothen, sechsseitigen Durchschnitte der Spreusteinkrystalle sind hier local so reichlich angehäuft, dass man das Gestein als einen Sodalithsyenitpegmatit charakterisiren möchte. Der Spreustein ist wie gewöhnlich in nach einer trigonalen Zwischenaxe ausgezogenen Rhombendodekaëdern, oft von Decimeterlänge, ausgebildet (auf der Insel Lövö, gegenüber Brevik, findet sich eine grössere Gangmasse, welche fast ausschliesslich aus einem ähnlichen Gesteine besteht, und auf einem ähnlichen Gange auf Kjeö fanden sich früher armdicke Spreusteinkrystalle).

Oben auf der Decke im mittleren Theile derselben erblickt man eine kleine Vertiefung, welche durch Miniren gebildet ist, hier fand sich früher der Mosandrit in grosser Masse angehäuft. Die Mosandritprismen, oft mehrere Decimeter lang, waren hier offenbar früh auskrystallisirt, denn sie durchsetzen kreuz und quer die übrigen Bestandtheile der Gangmasse; häufig zeigen sie eine von einem Centrum ausstrahlende Anordnung, sind aber gewöhnlich geknickt, gebogen und durch die übrigen Gangmineralien wieder verkittet. Diese waren an dieser Stelle der Gangmasse wesentlich Feldspath mit ein wenig Eläolith, schwarzem Lepidomelan und Aegirin. Es fanden sich hier mit dem Mosandrit zusammen local bis mehr als kopfgrosse, ja $\frac{1}{2}$ m grosse Eläolithindividuen, faustgrosse rauhe Lepidomelankrystalle etc.; aber genau genommen ist die Gangmasse weder an dieser Stelle, noch im Allgemeinen auf Låven sehr grobkörnig, denn in der Hauptmasse des den Zwischenraum zwischen den Mosandritlinealen füllenden Gesteins erreicht durchschnittlich die Korngrösse nicht 5 cm, sondern ist gewöhnlich ge-

ringer. Man beobachtet ferner bei näherer Betrachtung, dass diese Hauptgangmasse, in welcher die accessorischen Mineralien nur local eine Rolle spielen, eine ziemlich regelmässige und sehr charakteristische Gesteinsstructur aufweist. Diese Structur zeichnet sich dadurch aus, dass die Feldspathindividuen bei weitem vorherrschend als Tafeln nach dem Klinopinakoid*) (resp. Brachypinakoid) ausgebildet sind, welche theils in grosser Verbreitung subparallel angeordnet sind, theils radialstrahlige unvollkommen centrische Massen bilden. Die Grösse der einzelnen Tafeln ist häufig, was die Länge und Breite derselben betrifft, $\frac{1}{2}$ bis 1 dcm, auch häufig viel geringer, seltener grösser; dagegen ist die Tafeldicke gewöhnlich nur $\frac{1}{4}$ bis 1 cm. Die dicht zusammengehäuften Tafeln sind niemals in der ganzen Ausdehnung der einzelnen Tafel krystallonomisch einheitlich orientirt, sondern, wie die Reflexe der basischen Spaltebene zeigen, durch unzählige kleine Knickungen und Biegungen mehr oder weniger gekrümmt, oft stark gewunden mit windschiefen Flächen etc. Ich führe dies zurück auf Bewegungen des Magmas während des Wachstums der anschliessenden Feldspathtafeln, welche wieder von spärlichem Eläolith verkittet und stellenweise getrennt durch unregelmässige Lepidomelanmassen, die zum Theil sicher früher gebildet, aber später vor der Feldspathbildung zertrümmert wurden. Aegirinstäbe schiessen stellenweise durch, in der Regel ebenfalls geknickt und häufig zerstückelt. Hier und dort findet man eine grössere Eläolithmasse, oft theilweise in Ranit etc. umgewandelt, von einem Strome von Feldspathtafeln umgeben, also offenbar theilweise früher, theilweise auch gleichzeitig gebildet; man findet nämlich sowohl Feldspath gegen Eläolith, als umgekehrt Eläolith gegen Feldspath mit Krystallflächen begrenzt.

Die Structur der Gangmasse Låvens ist im Grossen und Ganzen eine trachytoide Structur. Wenn wir uns nur die Dimensionen der einzelnen Hauptbestandtheile 40 Mal oder bisweilen bis 25 Mal verkleinert denken, so ist die Analogie mit den trachytoiden Nephelinsyenitgängen des Laugenthal (z. B. bei Brathagen, bei Ödegården etc. etc.) vollständig. Für derartig struirt Nephelinsyenite mit gewöhnlicher Korngrösse möchte ich nach meiner Systematik den Namen *Foyaïte fixire*. Es ist demnach nach dem Obenstehenden das Gestein der berühmten deckenförmigen Intru-

Fig. 44.



Stufe von Nephelinsyenitpegmatit mit trachytoider Structur. Låven, ca. $\frac{1}{4}$. E. = Eläolith (punktirt).

*) Der herrschende Feldspath ist auf Låven ein Mikroklinmikroperthit, häufig mit überwiegendem Albit.

sivmasse Låvens eigentlich am besten als ein Foyaïtpegmatit zu bezeichnen; gleichwie in den normal körnigen Foyaïten des Laugenthalles bald Aegirin, bald Lepidomelan, neben den hellen Mineralien vorherrscht, bald also Aegirinfoyaïte, bald Glimmerfoyaïte vorkommen, sind analoge Varietäten mit pegmatitischer Korngrösse auf Låven (und anderen Inseln des Langesundfjords) repräsentirt; auf Låven ist das Gestein bei weitem vorherrschend wohl ein Aegirinfoyaïtpegmatit, nur mehr local, wie an der Hauptfundstelle des Mosandrit, eher ein Glimmerfoyaïtpegmatit.

Es ist eine bei näherem Studium der Gangmasse Låvens, sowie der pegmatitischen Gänge in der Gegend des Langesundfjords überhaupt, gewöhnliche Erfahrung, dass sie theils diese trachytoide Structur, theils eine mehr eugranitisch isomer körnige Structur aufweisen und dass sie sich dadurch, wie durch ihre übrigen Verhältnisse als echte Gesteinsgänge verhalten. Damit übereinstimmend finden wir auch im Ganzen und Grossen eine einigermassen bestimmte Reihenfolge der Krystallisation. Auf Låven sind z. B. zuerst Mineralien wie Zirkon, Magnetit, Mosandrit, Låvenit, Aegirin, Lepidomelan, Astrophyllit etc. etc., dann die Hauptmasse der Feldspathtafeln und zum Theil gleichzeitig damit zum Theil früher oder später Sodalith und Eläolith auskrystallisirt (siehe weiter unten).

Diese Krystallisationsfolge ist jedoch nicht eine absolut bestimmte; zum Theil greifen die Spatien der Krystallisation verschiedener Mineralien über einander und geht deren Bildung theilweise gleichzeitig vor sich, zum Theil ist auch die Krystallisation des einen oder anderen Minerals in mehreren verschiedenen Stadien der Gangbildung vor sich gegangen, was namentlich zum Theil mit dem Aegirin der Fall gewesen ist.

Es ist aber in dieser Beziehung kein Unterschied vorhanden zwischen diesen pegmatitischen Gängen und den entsprechenden Gesteinen der Nephelinsyenite des Laugenthalles etc.; in beiden Fällen ist, wie bei eugranitischen Gesteinen überhaupt, eine einigermassen bestimmte Reihen-

Hauptlocalität des Leukophan gewesen; dies sonst nicht häufige Mineral kommt hier (namentlich war dies früher, ehe der oberste Theil der Insel wegminirt wurde, noch mehr der Fall) stellenweise selbst in faustgrossen und noch grösseren Partien vor. Ich hatte schon vor vielen Jahren die Beobachtung gemacht, dass in diesen Leukophannestern fast alle anderen Gangmineralien mit gut begrenzten Krystallenden hineinragen, ausgenommen die Zeolithe, und dass die Leukophannester deshalb als wahre Schatzkammern der selteneren Mineralien anzusehen sind. Auch die späteren Krystallisationen der Gangmasse, die Feldspäthe, der Eläolith und der Sodalith sind gegen den Leukophan mit guter Krystallbegrenzung ausgebildet. Dieser selbst ist dagegen ausschliesslich gegen Zeolithe, namentlich Analcim, in idiomorphen Krystallen entwickelt.

Dies Verhältniss ist überall auf den Gängen der Inseln und des Festlandes am Langesundfjord constant; es ist einfach dadurch zu erklären, dass der Leukophan die erste Ausfüllung der offenen Drusenräume zwischen den Feldspathtafeln und den übrigen, früher auskrystallisirten eigentlichen Gangmineralien darstellt. Der Leukophan unterscheidet sich in seinem Auftreten so bestimmt von den übrigen, älteren Gangmineralien, dass wir kaum annehmen können, dass derselbe auf die gleiche Weise, wie diese, aus einem Magma, auskrystallisirt ist; wahrscheinlich ist er erst etwas nach der ersten Erstarrung der Gangmassen, wohl bei etwas niedrigerer Temperatur aus fluorhaltigen Lösungen oder durch Ausfällung fluorhaltiger Exhalationen auskrystallisirt. Wie wir unten sehen werden, findet sich eine ganze Anzahl anderer Mineralien auf anderen Gängen, welche wahrscheinlich eine derjenigen des Leukophan analoge Bildung gehabt haben.

Auf Låven wurden die bei der Krystallisation der Hauptgangmineralien entstandenen eckigen Drusenräume in der Regel vollständig mit Leukophan ausgefüllt. Doch wurden hier und dort einige derselben noch theilweise oder ganz offen gelassen; diese wurden grösstentheils später mit Zeolithen erfüllt, gegen welche dann auch der Leukophan als grosse Seltenheit, gut krystallisirt, vorgefunden wird. Auf Låven spielen derartige mit Zeolithen gefüllte Drusenräume jedoch keine hervortretende Rolle; in der Regel sind sie dann hier vollständig mit dem zuerst abgesetzten Zeolith, Analcim, seltener nachträglich noch mit Natrolith und nach diesem noch mit Apophyllit ausgefüllt. Ausserst selten findet man als einen noch jüngeren Absatz in denselben Kalkspath; gewöhnlicher sind auf Låven die nicht von Leukophan erfüllten Drusenräume entweder vollständig mit Zeolithen gefüllt oder auch noch offen geblieben.

Die Ungleichmässigkeit der Zusammensetzung der Gangmasse, was die Vertheilung der selteneren Mineralien betrifft, wurde schon oben erwähnt und durch die Beschreibung des Sodalithsyenitpegmatit am nordwestlichen

Füsse der Decke und des an Mosandrit reichen Aegirinfoyåitpegmatit und Glimmerfoytpegmatit im oberen, mittleren Theile der Decke erläutert. Ganz wie der Mosandrit hier in der Mitte der Decke angesammelt war — sonst findet er sich auch sporadisch auf dem ganzen Gange in geringer Menge in kleineren Individuen —, fand sich der Låvenit vorzugsweise am nord-westlichsten oberen Rande der Decke, obwohl auch hier keineswegs in grösserer Masse, mit Tritomit, Katapleit und anderen Mineralien zusammen gegen Leukophan auskrystallisirt etc.

Das auffälligste Beispiel der Ungleichmässigkeit der Krystallisation der Gangmasse ist jedoch nahe am südöstlichen Ende des Inselchens zu beobachten; die Gangmasse ist hier voll von faustgrossen rundlichen Klumpen und Krystallen von Magnetit, zahlreichen bis fusslangen Säulen von Aegirin und grossen Partien von Eläolith zwischen den Feldspathtafeln zerstreut. Die Anhäufung der dunklen basischen Bestandtheile, namentlich des Aegirin und des Magnetit, ist hier so auffallend, dass sich unwillkürlich eine specielle Erklärung dieses Verhältnisses aufdringen muss.

Es fehlen auch keineswegs analoge Verhältnisse, welche die Erklärung von selbst darbieten, an anderen Vorkommen unserer Gänge. So findet man an mehreren Stellen in den Durchschnitten der Eisenbahn zwischen Station Eidanger und Birkedal en östlich von Porsgrund, in der Nähe von Birkedal en, in dem hier westlich von der Bahnlinie herrschenden, stark contactmetamorphosirten Augitporphyrit Apophysen und Spaltengänge von Syenitpegmatit, welche mit dem Augitsyenit östlich von der Bahnlinie in Verbindung stehen und auch in diesem als Spaltenausfüllungen vorhanden sind. Während dieselben in dem Augitsyenit von durchaus normaler Beschaffenheit sind, findet man dagegen, dass die in dem Augitporphyrit eingepressten Apophysen von Syenitpegmatit sehr häufig, ja regelmässig eine viel basischere Zusammensetzung als gewöhnlich, besitzen; sie sind in der Regel nicht sehr grobkörnig,

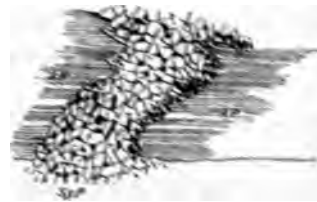
zwischen zwei derartigen Bruchstücken die Gangmasse local voll von Magnetit und dunkler Hornblende ist, und dass namentlich längs dem Rande des rechten Augitporphyritbruchstücks ein Saum von diesen basischen Mineralien angehäuft ist.

Oben wurde ausführlicher erwähnt, dass eine ganz analoge Anreicherung des schieferigen, mittelkörnigen Ditroit mit basischen Mineralien um eingeschlossene Augitporphyritlinsen, auf der NW-Spitze der Insel Arö, auf ähnliche Weise durch Resorption des älteren, basischeren Gesteins zu erklären sei.

Dieselbe Erklärung ist offenbar auch für die eigenthümliche Anhäufung der basischen Mineralien Magnetit, Aegirin und Eläolith am SO-Ende der Decke von Låven zutreffend. Kleine Fetzen und Schollen von umgewandeltem Augitporphyrit, welche noch in unbedeutenden Resten hier und dort auf der Oberfläche der Syenitpegmatitdecke (sowohl auf Låven, als auf der Südspitze von Stokö) liegen, zeigen, dass diese nur durch Erosion entblösst ist und eigentlich die obere Grenzfläche der alten Intrusivmasse darstellt. Speciell am SO-Ende Låvens, wo die Anhäufung der basischen Mineralien in grosser Masse beobachtet wurde, hat offenbar der Augitporphyrit unmittelbar angrenz, und es ist demnach, nach den Beobachtungen von den anderen genannten Localitäten zu schliessen, höchst wahrscheinlich, dass eben die reichliche Auslaugung der eisenreichen Verbindungen des Augitporphyrit bei dessen Umwandlung eine Anreicherung der Grenzschicht des langsam krystallisirenden Syenitpegmatitmagmas mit den Bestandtheilen der dunklen basischen Mineralien, welche die reichlichere Ausrystallisation derselben längs der Grenzfläche veranlasste, verursacht haben kann.

Diese Beobachtungen über eine locale Anreicherung der Syenitpegmatite mit dunklen basischen Mineralien längs der Grenzfläche gegen die älteren contactmetamorphosirten Augitporphyrite, sowie die oben gegebene Erklärung dieses Verhaltens, werden auf willkommene Weise ergänzt und bestätigt durch eine andere Beobachtungsreihe verwandter Art. Ich habe nämlich die Beobachtung gemacht, dass die pegmatitischen Apophysen und Gänge, welche längs der Grenzfläche der Augitsyenite am Langesundfjord in dem sauren devonischen Sandsteine auftreten, umgekehrt durchgehends als saure, quarzreiche granitische Pegmatitgänge ausgebildet sind. Als Localitäten, wo ich dies Verhältniss beobachtet habe, können erwähnt werden: auf

Fig. 13.



Sy.P. = Syenitpegmatit mit Anreicherung an dunklen Mineralien, zwischen Bruchstücken von A.P. = Augitporphyrit.

Gross-Årø, nahe an der Südostspitze, schräg gegenüber der Südspitze von Stokö: an der nach NW hervorspringenden Spitze derselben Insel, ungefähr an der Mitte derselben: auf Gjeterø, am nordöstlichen Ende der Insel an mehreren Stellen. Diese sauren, quarzreichen Gänge führen niemals Elsolith oder Sodalith, von dunklen Mineralien zwar bisweilen Aegirin, häufiger aber fast keine anderen dunklen Mineralien als Magnetit, wobei sie nur aus rothem Feldspath, Quarz und Magnetit mit ein wenig Zirkon bestehen. Ganz local findet man kleine Apophysen mit etwas abweichender Zusammensetzung, in welchen ausser Quarz und Feldspath auch ein Salit-artiger Pyroxen, Apatit und Titanit reichlich auftreten. Endlich finden sich ähnliche saure Pegmatitgänge auch im devonischen Sandstein auf der Strecke nördlich von Eidanger.

Dass alle diese Gänge wirklich mit den sonst in dieser Gegend herrschenden basischeren syenitischen Pegmatitgängen zusammenzustellen sind, wird durch den Umstand bewiesen, dass sämtliche Gänge im devonischen Sandsteine diesen sauren Charakter besitzen, während umgekehrt ausserhalb des Sandsteines oder dessen unmittelbarer Nähe kein einziger derartig zusammengesetzter saurer granitischer Pegmatitgang in dieser Grenzzone bekannt ist, ferner auch daraus, dass man auf Årø beobachten kann, dass nur die in den Sandstein hinein fortsetzenden Apophysen eines sonst nicht quarzführenden Ganges quarzreich werden: endlich finden sich in der ganzen Gegend keine granitischen Massive, auf welche diese Gänge bezogen werden könnten. Es scheinen mir deshalb diese Vorkommnisse auf überzeugende Weise darzuthun, dass das syenitpegmatitische Magma aus dem sauren Sandsteine genügend reichlich Kieselsäure ausgekocht haben muss, um selbst schliesslich so sauer zu werden, dass in den Apophysen im Sandsteine quarzreiche, granitische Pegmatitgänge resultiren mussten.

Sehr bemerkenswerth ist es, dass auch nicht pegmatitische Apophysen und Spaltengänge von natronreichen Gesteinen, welche aller Wahrscheinlichkeit nach mit den Eruptionen der Augit-Nephelinsyenite in Verbindung stehen, gleichfalls in dem devonischen Sandsteine quarzführend werden: es ist dies mit einigen Gangvorkommnissen in der Nähe der Eisenbahnstation Eidanger der Fall.

Dass pegmatitische Gangmassen zum Theil in ihrer Zusammensetzung recht auffällige Einwirkung durch die Zusammensetzung ihres Nebengesteines erfahren haben, ist auch an anderen Localitäten nicht ohne Analogien: ich erinnere nur an die pegmatitischen Gänge des sächsischen Granulitgebietes nach H. Credner's Untersuchungen. Daraus zu schliessen, dass derartige Gänge durch Auskochen des Nebengesteines mittels Sickerwasser gebildet worden wären, ist aber ganz unberechtigt: dies

beweisen hinreichend die syenitpegmatitischen Gänge unserer Grenzzone zwischen Arö und Birkedal, welche sich in allen Beziehungen als magmatische Erstarrungsproducte verhalten.

Ich erkläre dies merkwürdige Verhalten, dass sich hier längs der Grenzzone der Augit-Nephelinsyenite auf der Strecke Arö-Birkedal in gewissen Fällen eine Resorption des Nebengesteines durch Auslaugen mittels des später aufgedrungenen Magmas der syenitpegmatitischen Gänge deutlich nachweisen lässt, dadurch, dass die Nebengesteine (Augitporphyrit, respective Sandstein) schon früher durch die vorausgegangene gewaltige Eruption der Laurvikite stark erhitzt und durch die bei der Krystallisation des Laurvikit frei gewordenen Wasserdämpfe, welche schon ihre contactmetamorphosirenden Wirkungen angefangen hatten, durchdrungen waren, als schliesslich das Magma der nephelinsyenitischen Pegmatitgänge aufgepresst wurde; das letztere kam somit in Berührung mit schon stark erhitzten Gesteinen, die Krystallisation konnte dementsprechend ganz langsam stattfinden (Ursache der pegmatitischen Structur) und das Magma somit längere Zeit hindurch auf das Nebengestein einwirken. Es ist dann ganz verständlich, dass ein so alkalireiches, mittelsaures Magma, wie dasjenige der nephelinsyenitpegmatitischen Gänge, mit denen wir uns beschäftigen, in ungewöhnlichem Grade lösende Einwirkung üben musste, sowohl auf ein so kiesel-säurereiches Gestein, wie der devonische Sandstein, als auf ein so eisenreiches, basisches Gestein, wie der Augitporphyrit. Wir sehen deshalb auch, dass bei der Einwirkung des alkalireichen Magmas eben auch diejenigen Mineralien gebildet sind, welche wir aus der Resorption der respectiven Nebengesteine erwarten müssten, nämlich durch die des Augitporphyrit vorzugsweise das Natroneisenoxydsilicat Aegirin (Låven) oder die an Natron und Eisenoxydul, sowie an Kalk reiche Hornblende, Barkevikit (Gudsfred, Eidanger); bei der Resorption des Sandsteines dagegen theils Feldspath, theils reichlich freie Kieselsäure als Quarz. Dass auf den Laurvikit keine nachweisbare resorbirende Einwirkung stattgefunden hat, erklärt sich am einfachsten wohl durch den geringen Unterschied seiner Zusammensetzung im Vergleiche mit derjenigen der Gänge selbst.

Trotz dieser oben beschriebenen localen Verschiedenheiten in Zusammensetzung und Structur bietet die deckenförmige Syenitpegmatitmasse von Stokö und Låven im Grossen und Ganzen des Vorherrschens der Hauptbestandtheile wegen doch beim ersten Eindrücke ein ganz gleichartiges Aussehen dar; und dieser erste Eindruck bestätigt sich auch bei näherer Betrachtung für das Vorkommen im Ganzen. Die Abweichungen beziehen sich eben auf specielle Verhältnisse, Resorption längs der Grenze, locale Anhäufung des einen oder des anderen der zuerst auskrystallisirten seltneren Mineralien, schnelleres Abkühlen, also feinere Korngrösse, im verticalen

Gänge als in der liegenden deckenförmigen Intrusivmasse etc. Der Eindruck eines einheitlichen Massenergusses, eines echten Eruptivgesteines wird aber durch das nähere Studium immer mehr bestätigt.

Sowohl auf Låven als auf Stokö's Südspitze sendet die grössere Intrusivmasse kleinere Apophysen in den Augitporphyrat hinein (s. den Lichtdruck Fig. 46, S. 424) und schliesst auch namentlich auf Stokö Bruchstücke des älteren Gesteines ein. Man sieht hier an einer Stelle, dass die Schieferigkeit mehrerer nahe an einander stossender Bruchstücke nicht parallel verläuft, sondern dass die letzteren längs der oberen Grenze der Intrusivmasse gegen einander verschoben sind auf eine Weise, welche wohl nur durch die Erklärung, dass sie von einem heraufgepressten Magma in Bewegung gesetzt worden sind, verständlich ist. Aehnliche Verhältnisse finden sich auch auf den Syenitpegmatitgängen im Augitporphyrat auf der Insel Arö an mehreren Stellen. Auch in dieser Beziehung verhalten sich die Syenitpegmatitgänge wie gewöhnliche Eruptivgänge.

Der grosse verticale Gang der Südspitze von Stokö mit seiner deckenförmigen Intrusivmasse auf dieser Insel und auf Låven ist die grösste pegmatitisch ausgebildete Gangmasse, welche überhaupt in der ganzen Grenzzone Arö-Birkedal bekannt ist; im Vergleiche mit diesem Vorkommen sind die meisten anderen Syenitpegmatitgänge dieser Gegend relativ von unbedeutender Mächtigkeit und Ausdehnung.

Vorkommen des Wöhlerit auf Skudesundskjær in der Nähe von Barkevik.

Die pegmatitischen Gänge, welche noch nicht allzu geringe Mächtigkeit besitzen, zeigen oft eine vorherrschend plattenförmige Begrenzung, sind also schon durch ihre Form deutlich als regelmässige Spaltenausfüllungen charakterisirt. Eine bestimmte Richtung besitzen sie nicht, obwohl jedenfalls die Mehrzahl der verticalen pegmatitischen Spaltengänge der Grenzzone ungefähr parallel der Grenze selbst verlaufen. Ungleich häufiger bilden sie aber liegende oder schwach geneigte Platten, häufig deutlich parallel der Bankung des umgebenden Laurvikit. Obwohl nicht sehr typisch, kann doch folgende Skizze des Wöhleritvorkommens von Skudesundskjær bei Barkevik als Beispiel dienen.

Die ungefähr 2 m mächtige Hauptgangmasse besteht, wie gewöhnlich bei weitem vorherrschend aus grauweissem Feldspath (theils Natronorthoklas, vorherrschend aber Mikroperthit), im mittleren Theile des Ganges zum Theil in bis ein Decimeter grossen dicken Tafeln nach $\infty P \infty$, resp. $\infty \bar{P} \infty$; alle anderen Mineralien sind im Vergleiche mit dem Feldspath ziemlich untergeordnet. Als Hauptbestandtheile sind ausser dem Feldspath zu be-
 merken: Eläolith, röthlich oder grau, weisser Spreustein, wahrscheinlich

aus Sodalith gebildet, gelber Cancrinit sehr sparsam, und von dunklen Mineralien: schwarzer Lepidomelan (s. specieller Theil S. 489f.) in oft faustgrossen sechsseitigen dicken Krystallen, Barkevikit, ebenso oft in grossen Individuen, häufig in Pterolith und Aegirin umgewandelt (s. specieller Theil S. 442f.), Aegirin. Als mehr accessorische Mineralien: Rosenbuschit, Wöhlerit, Mosandrit, Eukolit, Katapleit, Zirkon, Orangit, Pyrochlor, Astrophyllit (in nach der *b*-Axe stengeligen Krystallen, auch sternförmige Gruppen), Flussspath, ferner sehr spärlich Leukophan, Molybdänglanz und Spuren von anderen Erzen; auch Zeolithe: Analcim, Natrolith, Thomsonit und endlich Hydrargillit nur sparsam.

Die Vertheilung der Mineralien auf dem Gange ist, abgesehen von den Hauptmineralien, sehr ungleichmässig; so war der Wöhlerit fast ausschliesslich im Liegenden angesammelt, hier aber früher in recht beträchtlicher Menge, zusammen mit Lepidomelan, Rosenbuschit, Flussspath, Mosandrit etc. Die in Pterolithmassen umgewandelten grossen Barkevikitkrystalle waren bei weitem zum grössten Theile an einer Stelle in der Mitte des Ganges vereinigt. Im oberen Theile der Gangmasse fanden sich Aegirin, Astrophyllit und Katapleit für sich zusam-

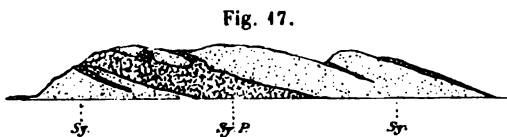


Fig. 47.
Wöhleritvorkommen von Skudesundskjær in der Nähe von Barkevik.

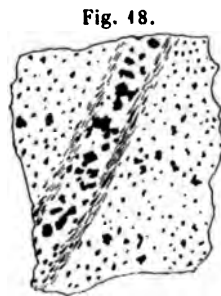


Fig. 48.
Syenitpegmatitader mit fluidal strukturierten Begrenzungs-
zonen im Laurvikit. Stokö. 1/2.

men, während sie in der übrigen Gangmasse kaum vorhanden sind etc.

Auch die naheliegenden, weniger mächtigen Gänge, welche wahrscheinlich ebenfalls mit dem Hauptgange durch Apophysen desselben verbunden sind, zeigten eine abweichende Zusammensetzung, so war der oberste der in der Figur eingezeichneten Gänge voll von den prächtigsten bis $\frac{1}{4}$ m langen Säulen von Aegirin etc.

Die Structur der Gangmasse ist theils vorherrschend eugranitisch körnig, theils, wo die Tafelform der Feldspäthe sich mehr geltend macht, andeutungsweise trachytoid, doch kaum in so ausgesprochener Weise, wie häufig auf Låven. Die mittlere Korngrösse ist hier wie auf Låven nicht sehr bedeutend. Ehe der grösste Theil der Gangmasse wegminirt wurde, konnte man beobachten, dass die Korngrösse nach dem Liegenden hin rasch abnahm. An einer Stelle war die Ganggrenze ganz feinkörnig, wie noch an einem Gange eines naheliegenden Inselchens beobachtet werden kann; das Nebengestein, der Laurvikit, scheint hier unmittelbar in die Gangmasse

überzugeben und die Grenzzone beider ist durch einen kaum ein paar Centimeter breiten Streifen von scheinbar fluidal struirtem Gesteine ausgezeichnet. Eine derartige Erscheinung ist auch an anderen Gängen nicht ganz selten; Fig. 48 giebt eine Darstellung eines derartigen mit einer scheinbar fluidalen Grenzzone umgebenen kleinen Ganges, nach einem dem mineralogischen Institute der Hochschule zu Stockholm gehörigen Blocke von Stokö.

Die pegmatitische Ader ist in dem Blocke selbst nur ca. 3—3,5 cm breit; die Korngrösse ist deshalb auch nicht bedeutend. Dieser Gang zeigt in ausgesprochen eugranitischer Structur eine Zusammensetzung aus Feldspath (Natronorthoklas, mit spärlichen Einlagerungen von Albit), Eläolith, Barkevikit, Lepidomelan, Magnetit, Pyrochlor etc.: auch ein im Dünnschliffe hellgrüner, diopsidartiger Pyroxen, welcher sonst auf den pegmatitischen Gängen nur selten auftritt, findet sich in Spuren.

Das umgebende Gestein ist ein gewöhnlicher Laurvikit, bestehend aus Mikroperthit, Anorthoklas und ein wenig Eläolith (zum grössten Theile in mikropegmatitischer, ja in rein granophyrischer Verwachsung mit dem Feldspath), mit Olivin (spärlich), Pyroxen, Barkevikit, tiefbraunem Biotit (Lepidomelan) (mit wundervoll schönen Resorptionskränzchen von grünem diopsidartigem Pyroxen), Eisenerz, Apatit etc. Die Zusammensetzung ist durchaus die gewöhnliche des Laurvikit, und auch die Structur, obwohl nicht sehr typisch, doch ganz normal.

Die schmalen gestreiften Zonen beiderseits der Pegmatitader, zwischen derselben und dem normalen Gesteine, zeigen dagegen eine ganz abweichende Structur; makroskopisch sieht das Gestein dieser auf jeder Seite nur ein paar Centimeter breiten Zonen aus wie eine dichte zuckerähnliche weisse Grundmasse, mit darin liegenden häufig kaulquappenähnlichen Streifen der schwarzen Mineralien. Unter dem Mikroskope sieht man, dass die Structur dieser fluidal gestreiften Zonen eine echte Detritusstructur ist: die weisse Grundmasse besteht aus lauter allotriomorphen Körnchen von Feldspath und Eläolith, mit mittlerer Korngrösse von nur ca. 0,05 mm. In dieser feinkörnigen Detritusmasse liegen ausser linsenförmigen »Augen« und auseinander gesprengten Resten grösserer Körner von Feldspath und Eläolith auch vereinzelte Körnchen der dunklen Mineralien eingemischt. Die Hauptmasse der dunklen Mineralien ist aber in den strichförmigen, linsenförmigen oder kaulquappenähnlichen Streifen angesammelt; auch diese zeigen sich meistens bestehend aus isomeren, allotriomorphen Körnchen von vorherrschend Biotit, dem typischen Detritusmineral, ferner Barkevikit, grünem diopsidähnlichem Pyroxen, einer stärker grünen, mehr pleochroitischen, Aegirin-ähnlichen Hornblende, Erzkörnchen, Titanit und Apatit. Es findet man, dass in einem Streifen ein Mineral, in anderen ein anderes vorherrscht; auch sieht man öfters, dass, wo mehrere der dunklen

Mineralien in einem Streifen zusammen vorkommen, jede Species grösstentheils eigene Körnchenstreifen bildet. Das einzige Mineral, welches in diesen Anhäufungen noch bisweilen eine idiomorphe Form zeigt, ist der Apatit, welcher theils in scharfen Krystallbruchstücken, theils aber auch in linsenförmig gerundeten Körnern von oft auffälliger Grösse inmitten der dunklen Mineralien angehäuft ist. Sehr oft schmiegt sich um die linsenförmigen Massen der dunklen Mineralien eine besondere Harnischbildung des dunklen Biotit.

Dass diese feinkörnigen, allotriomorph struirt, gestreiften Grenzzonen der Pegmatitader wirklich Detrituszonen sind, lässt sich sehr leicht an den Stellen, wo dieselben in den normalen Laurvikit übergehen, nachweisen; man sieht hier alle Uebergänge zwischen den nur zerdrückten grösseren Orthoklaskörnern mit anfangender Detritusbildung und dem fertigen Detritus, ganz auf dieselbe Weise, wie es sonst von regionalmetamorph gepressten Eruptivgesteinen allbekannt ist; auch die bekannte undulirende Auslöschung findet sich äusserst charakteristisch. Ich halte es deshalb für überflüssig, eine nähere Beschreibung dieser Presserscheinungen, welche denjenigen der Regionalmetamorphose so durchaus analog sind, zu liefern; selbstverständlich fehlen auch Neubildungen in dem Detritus nicht; eben die grössere Menge des Biotit, und namentlich das Vorkommen der Aegirin-ähnlichen Hornblende und des Titanit, welche im normalen Laurvikit fehlen, dürfte zweifelsohne auf Neubildungen zu beziehen sein.

Was bei dieser ganzen Bildung namentlich von Interesse scheint, ist, dass hier wieder (wie in den oben S. 114—120 erwähnten Fällen) gar nicht von einer Regionalmetamorphose die Rede sein kann. Die nähere Betrachtung zeigte sofort, dass die Detritusbildung und die starke Quetschung, welche diese fluidalgestreiften Grenzzonen der Pegmatitader auszeichnet, fast nur auf diese Grenzzonen selbst beschränkt und in ganz kurzer Entfernung von denselben kaum in Spuren vorhanden sind. Auch in der Pegmatitader selbst sind Spuren, aber auch nur Spuren, von Druck nachweisbar. Die Grenzzonen, welche hauptsächlich aus Detritus des Laurvikit bestehen, sind offenbar auf folgende Weise gebildet.

Zuerst ist der Laurvikit aufgeborsten; längs der gebildeten Spalte sind die beiderseits derselben vorhandenen Laurvikitpartien gegen einander verschoben worden und haben sich dabei gegenseitig zu Detritus zerrieben, während gleichzeitig Neubildungen stattfanden. Die Richtung der Bewegung konnte an Ort und Stelle bestimmt werden und ergiebt sich auch betreffs der Laurvikitpartien beiderseits der Spalte in dem erwähnten losminirten Blocke durch die schiefe Richtung der dunklen Mineralien der Detrituszonen, welche beiderseits der Pegmatitader dieselbe ist. Die dunklen Mineralienstreifen sind dabei zum grossen Theile (abgesehen von den Neubildungen) durch die Zerquetschung grösserer

Körner der dunklen Mineralien des Laurvikit, ebenso die farblosen Streifen wesentlich aus den farblosen Mineralien des Laurvikit gebildet. Die Verschiebung der beiden Laurvikitpartien beiderseits der Spalte ist wahrscheinlich nicht bedeutend gewesen.

Nachdem die Detrituszone schon erstarrt war, ist die Spalte wieder und mitten durch dieselbe aufgeborsten, und jetzt mit dem Magma, aus welchem die Pegmatitader erstarrte, ausgefüllt worden: die Bildung dieser ist ohne besondere Störung geschehen, und auch nachträgliche Druckwirkungen sind nur in relativ unbedeutendem Grade nachweisbar.

Die ganze oben beschriebene Bildung ist somit ausserordentlich sicher und einfach zu deuten; die Detrituszone ist nach dem Laurvikit längs einer Spalte in demselben und vor der Pegmatitader gebildet; es ist eine rein locale, fast primäre Druckmetamorphose, deren ganze Erscheinung aber, was ihr Endresultat betrifft, mit regionalmetamorphen Druckerscheinungen die grösste Uebereinstimmung darbietet. Die Structur der Detrituszone ist zwar nicht eine rein primäre Protoklasstructur, wie z. B. die Structur der gestreiften bis schieferigen, zwischen den Laurvikitschollen auf Spalten aufgedrungenen Nephelinsyenite, sie ist eine kataklatische Structur, nach dem Festwerden des Gesteines entstanden, aber von sehr früher Bildung, so dass man sie fast als eine primäre Kataklasstructur bezeichnen möchte.

Structur und Vorkommen der kleineren nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der Grenzzone.

Mehr regelmässig plattenförmige Gänge, wie zum Beispiel das Vorkommen des Wöhlerit von Skudesundskjær, sind zwar sehr häufig in der ganzen Grenzzone zwischen Arø und Birkedalen, bei weitem noch häufiger aber findet man, dass die pegmatitischen Gänge gar

keine regelmässige Form besitzen, sondern sich auf allerlei Weise unregelmässig verhalten. Liegende Gänge senden häufig Apophysen in allen Richtungen aus, ja man findet oft reine Netzwerke von pegmatitischen Adern und

Fig. 49.



Inselchen mit einem Netzwerke von Syenit-pegmatitgängen; in der Nähe von Barkevik.

Gängen zwischen die auseinander gespaltenen Laurvikitpartien injicirt.

Die Mächtigkeit der Gänge ist dabei höchst verschieden; so mächtige Gänge wie der Gang und die Decke der Südspitze von Stokø und Låven wie gesagt, anderswo in dieser Grenzzone kaum bekannt; auch auf der Spitze des mittleren Theiles von Arø findet sich wohl im Sande ein recht bedeutender (ca. 8 m mächtiger) Gang, dann aber wieder,

wie der verticale Gang an der Südspitze von Stokö, nur wenig grobkörnig pegmatitisch ausgebildet. Die Anzahl der Gänge, welche ausserhalb des Laurvikitgebietes selbst, also in den angrenzenden paläozoischen Schichten, sowie in dem Augitporphyrat auftreten, sind nur ganz gering an Zahl; in dem Laurvikitgebiete selbst, wo sie zu tausenden gezählt werden können, sind sie dagegen umgekehrt in der Regel weniger mächtig. Mächtigkeiten von 3 bis 4 m sind hier selten, und schon Gänge von 2—3 m Mächtigkeit giebt es eigentlich nicht viele. Ungefähr 1,5 m Mächtigkeit ist ganz häufig, am allerhäufigsten aber sind die Gänge noch weniger mächtig. In unzähliger Menge schwärmen Adern von nur einigen Centimetern Mächtigkeit im Gesteine in allen Richtungen herum. Sie sind dabei häufig selbst bei geringer Mächtigkeit ziemlich grobkörnig; nicht selten findet man z. B. auf nur wenige Centimeter mächtigen Adern Individuen von Aegirin von mehreren Decimetern Länge, oder grosse Klötze von Lepidomelan, zwischen beiden Wänden der Gangspalte eingeklemmt, oder Eläolithklumpen, welche die ganze Breite eines Ganges einnehmen etc. In der Regel muss man aber doch wohl sagen, dass die Korngrösse bei kleineren Adern nicht gern so bedeutende Durchschnittsdimensionen erreicht, wie dies bisweilen bei den etwas grösseren Gängen der Fall sein kann.

Ein Umstand ist überall auffällig, nämlich, dass die Structur durchgehend eine wahre Gesteinsstructur ist, entweder eugranitisch körnig, wie wohl in der Regel auf den kleineren Gängen, oder seltener mehr ausgesprochen trachytoid körnig. Auch ist die Zusammensetzung, was die Hauptmineralien und ihre relative Menge betrifft, innerhalb gewisser Grenzen ziemlich einförmig, während dagegen die Verbreitung der seltenen Mineralien beim ersten Eindruck ganz gesetzlos scheint.

Die Hauptmineralien sind jedoch nicht auf allen Gängen dieselben, vielmehr machen sich verschiedene Hauptcombinationen geltend.

Bei weitem für die Hauptmasse der kleineren Gänge dürfte eine Zusammensetzung aus weissem Feldspath (in der Regel Mikroklinmikroperthit) mit Lepidomelan und ausserdem etwas Eläolith und häufig Spreustein (umgewandelter Sodalith) charakteristisch sein; äusserst allgemein findet sich daneben auch Aegirin und fast immer wohl ein wenig Magnetit und die einen oder anderen accessorischen Mineralien. Diese Hauptmischung entspricht bei den gewöhnlichen trachytoid struirten Nephelinsyeniten des Laugenthalles etc. den hier recht häufigen Glimmerfoyaïten.

Bisweilen tritt der Lepidomelan mehr zurück und der Aegirin ist an seiner Stelle vorherrschend unter den dunklen Mineralien, bei sonst unveränderten Verhältnissen; derartige Gänge entsprechen den Aegirinfoyaïten des Laugenthalles.

Seltener ist bei den Gängen der Grenzzone von Arö bis Birkedal die

dunkelbraune Hornblende, welche ich als Barkevikit bezeichnet habe, auf den Gängen unter den dunklen Mineralien ganz vorherrschend; es pflegen dann die Gänge auch in anderen Beziehungen durch besondere Zusammensetzung charakterisirt zu sein.

Dass ausserdem noch Gänge, welche den Laurvikiten in ihrer Zusammensetzung entsprechen, vorkommen, soll weiter unten besprochen werden.

In allen Fällen entsprechen die oben beschriebenen Gänge, welche vorläufig allein berücksichtigt werden sollen, in ihrer Hauptzusammensetzung den natronreichen Nephelinsyeniten, welche ebenfalls als mittel- und feinkörnige Gesteine zwischen den aufgespaltenen und zersprungenen Laurvikitpartien und Schollen aufgedrungen sind. Abgesehen von rein localen Anhäufungen basischer oder saurer Resorptionsbildungen oder des einen oder des anderen seltenen Minerals, dürften Analysen der Durchschnittszusammensetzung ganzer Gangmassen, wenn man solche anstellen könnte, gewiss ganz ausnahmslos unter einander sehr nahe übereinstimmende Werthe liefern und sicher auch Werthe, welche mit den Analysen der fein- bis mittelkörnigen Nephelinsyenitgänge dieser Gegend übereinstimmen würden (vergl. die Analyse S. 143).

In der That fehlen auch keineswegs Beispiele dafür, dass die pegmatitischen Gänge in die oben als Ditroite oder Foyarte bezeichneten feinkörnigeren Gesteinstypen übergehen, obwohl derartige Beispiele eigentlich nicht häufig sind. Ein solches Vorkommen ist z. B. der Hiordahlit-führende Gang auf Langodden, der südlichsten Spitze der Insel Ober-Arö (auch Mittel-Arö genannt); die Hauptminerale des Ganges, welcher durchschnittlich kaum 1 dm mächtig ist, sind Feldspath (Mikroklinmikroperthit und Albit), Lepidomelan und Eläolith, sowie in gewissen Theilen des Ganges auch Hiordahlit; ausserdem kamen noch in geringerer Menge Titanit, Homilit, Flussspath, Melinophan und als jüngere Bildungen Molybdänglanz und Zeolithe, namentlich Analcim, spärlich vor. Die Gangmasse ist bei weitem feinkörniger, als der umgebende Laurvikit, also ein Hiordahlit-reicher Ditroit. Doch findet man stellenweise auf dem Gange eine mehr pegmatitische Ausbildung, vereinzelte grössere Individuen von Feldspath, Eläolith oder Lepidomelan etc. Die Gangmasse ist offenbar vor der endlichen Erstarrung in Bewegung gewesen, und die einzelnen Mineralkörner sind dabei zum grossen Theile zerdrückt und häufig zu reinen Detritusmassen zerrieben worden, während sich gleichzeitig die Hiordahlitafeln fluidal parallel den Ganggrenzen angeordnet haben. Die Hiordahlitafeln sind, wie im speciellen Theile S. 377 erwähnt, geknickt, gebogen und wieder von den später auskrystallisirenden Gangmineralien verkittet. Auch eine reine Augenstructur findet sich stellenweise auf diesem

Gänge, ganz wie bei den gewöhnlichen, zwischen den Laurvikitschollen aufgedrängten Ditroiten und Foyaïten der Grenzzone.

Bisweilen findet man mitten in den pegmatitischen Gängen feinkörnige Partien mit gewöhnlicher Gesteinsstructur; ich kenne solche von verschiedenen Vorkommnissen, wahrscheinlich sind sie gar nicht sehr selten. Sie treten mehrmals in einer solchen Weise auf, dass sie sich unzweifelhaft als zum Pegmatitgänge selbst gehörig erwiesen. Ein Beispiel verdient erwähnt zu werden.

Auf einem Gange in der Nähe des Eudidymitvorkommens von Ober-Arö, einige hundert Schritte weiter nördlich, fand sich an der Seite eines Pegmatitganges von recht grossem Korn eine derartige feinkörnige Partie in nicht unbedeutender Mächtigkeit. An der glattgeschliffenen Oberfläche der Handstücke sieht man ein verworren strahliges, violettgraues Gefüge von Feldspath und Eläolith, worin grössere bis ein paar Centimeter grosse Körner von grünschwarzem Aegirin gleichsam porphyrtartig eingestreut liegen (siehe Fig. 20); ausserdem erkennt man makroskopisch noch Spuren von Astrophyllit. Unter dem Mikroskope zeigt sich das Gestein bestehend aus vorherrschend Albit in Tafeln (nach $\infty P \infty$), ein wenig Orthoklas, reichlich Nephelin und weniger reichlich Sodalith (grösstentheils in Spreustein umgewandelt), ausserdem Aegirin, Astrophyllit, Lepidomelan und Barkevikit, beide sehr spärlich, endlich Spuren von Cancrinit, Zirkon, Titanit, Pyrochlor (in kleinen Oktaëdern), Wöhlerit und äusserst selten Erzkörnchen.

Das Merkwürdigste bei diesem Gestein ist die Structur; dieselbe ist nämlich vollkommen divergentstrahlig körnig, an die Structur der Diabase erinnernd. Die Albittafeln (mittlere Korngrösse ca. 2—5 mm Tafellänge) sind nämlich sehr früh auskrystallisiert und liegen kreuz und quer gegen einander; die Begrenzung derselben ist nicht vollkommen idiomorph, nur hypidiomorph, wie die Plagioklastafeln eines Diabases. Zwischen denselben bilden die grösseren Aegirinindividuen eine Art Mesostasis, und sind, ganz wie die Diallagindividuen im Diabas oder Gabbro, voll von den in allen Richtungen eingelagerten kleineren und grösseren Albittafeln. Auch der Astrophyllit, der Lepidomelan, der Barkevikit, der Eläolith, der Sodalith und natürlich der Orthoklas sind nach dem Albit auskrystallisiert und verhalten sich auf ähnliche Weise als eine Mesostasis zwischen den Albittafeln. Nur die zuerst gebildeten Mineralien, der Pyrochlor, Zirkon etc. zeigen vollkommene Krystallbegrenzung.

In diesem Gestein fanden sich nun sehr vereinzelt porphyrtartig eingelagert grössere Krystalle von Lepidomelan, welche also von etwas älterer Bildung sind. Fig. 20 giebt in verkleinertem Maassstabe (4:3) eine Abbildung eines Handstückes dieses Gesteins mit zwei darinliegenden Lepidomelankrystallen.

Mit einfacher Schraffur sind die scheinbar porphyrtartigen Aegirin-

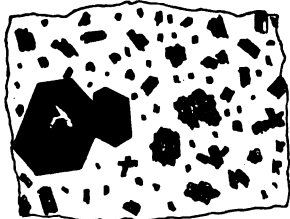
individuen eingezeichnet; zwischen diesen haben wir uns das bei weitem feinkörnigere verworren strahlige Gefüge der Albittafeln gemischt mit Eläolith etc. zu denken. In dem linken, grössten Lepidomelankrystalle findet sich ein Kern von Eläolith und in diesem eine dünne Tafel von Molybdänit; ausserdem ist namentlich im Kerne der Lepidomelan durch Stengel von Aegirin durchsetzt.

Die genannten und andere Beispiele zeigen unzweideutig, dass zwischen den pegmatitisch struirtten Gängen und den feinkörnigeren Ditroigängen keine scharfen Grenzen vorhanden sind. Die eine wie die andere Ganggruppe sind als Gesteinsgänge der Nephelinsyenitreihe aufzufassen.

Dies ergibt sich evident auch aus anderen Beobachtungen, welche unten angeführt werden sollen.

Aeusserst gewöhnlich finden wir z. B., dass die pegmatitischen Spaltenausfüllungen mit anderen Gesteinsvarietäten der Grenzzone in so inniger Weise gemischt sind, dass man beim

Fig. 20.



Handstück von eigenthümlichem, an Albit und Aegirin reichem Nephelinsyenit von Ober-Arö, mit Uebergang in pegmatitisches Gestein. $\frac{1}{2}$ nat. Gr.

Fig. 21.



Kartenskizze eines Theiles der Oberfläche von Langeskjär bei Stokö, ca. 1 : 40.

R.P. = Linsen von umgewandeltem Rhombenporphyr.
N.Sy. = Graue feinkörnige gestreifte Nephelinsyenite.
Sy.P. = Syenitpegmatit.

ersten Anblicke häufig an reine Schlierenbildungen denken möchte. Als Beispiel eines derartigen Vorkommens kann das in obiger Skizze (Fig. 21) dargestellte von Langeskjär (östlich von Stokö) angeführt werden.

Die vollständig entblüστε, öfters ganz glatte Oberfläche von Langeskjär zeigt einen bunten Gesteinswechsel, ein inniges Gemisch linsenförmiger Massen von stark contactmetamorphosirtem Rhombenporphyr (siehe oben), abwechselnd mit streifigem Ditroit und Syenitpegmatit; spärlicher findet sich auch Laurvikit. Ein Theil der gestreiften, feinkörnigen, grauen syenitischen Gesteine scheint nur aus feingepressten Detritusmassen der

Rhombenporphyrlinsen zu bestehen, denn sie bilden oft deutlich die Fortsetzung derselben, ohne durch scharfe Grenzen von ihnen getrennt zu sein. Die Figur zeigt besser als lange Beschreibungen, wie die pegmatitischen Adern sich um die Porphyrlinsen herumschmiegen und zwischen den gestreiften Syeniten eindringen (siehe auch Fig. 7 oben S. 107).

Dennoch scheint es mir nach genauer Prüfung meiner gesamten Beobachtungen, dass man die Pegmatitadern nicht als Schlierenbildungen, sondern ausschliesslich als reine Spaltenausfüllungen, und zwar, so viel ich beobachten konnte, in dieser Grenzzone überall als letzte Bildungen theils der augitsyenitischen*), theils der etwas jüngeren nephelinsyenitischen Eruptionen betrachten kann.

Auf Bratholmen, wie an manchen anderen Stellen, sieht man, dass die pegmatitischen Adern ebensowohl im Ditroit und Foyaït, wie in dem älteren Laurvikit auftreten, obwohl sie gewiss vorherrschend als letzte Spaltenausfüllungen zwischen den Laurvikitschollen vorkommen. Die stetige Abwechselung zwischen Laurvikit, gestreiftem Ditroit und Syenitpegmatit, welche in der ganzen Grenzzone so gewöhnlich ist, lässt sich bei näherer Betrachtung sehr wohl so erklären, dass zuerst der Laurvikit aufgeborsten und das dabei zunächst aufdringende Magma zu augitsyenitischen Pegmatitgängen erstarrte, welche in dieser Grenzzone jedoch weniger häufig sind (siehe unten). Dann ist wieder ein Aufbersten erfolgt; das dabei aufdringende Magma ist zuerst zu gewöhnlichem fein- bis mittelkörnigem Ditroit und Foyaït etc. erstarrt; nachträglich ist dann häufig durch von Zeit zu Zeit wiederholtes Einsinken und Aufbersten, oft längs der alten Narben, immer neues Magma von ähnlicher Zusammensetzung aufgepresst worden, welches jetzt in der durch die früheren Eruptionen heissen Umgebung sich langsamer und ruhiger abkühlen, also zu gröber körnigem nephelinsyenitischem pegmatitischem Gestein erstarren konnte.

Von einer der Aröschereen nahm ich die umstehend (S. 142) wiedergegebene Skizze auf.

Man sieht hier, dass eine der gewöhnlichen Linsen des Laurvikit von fluidal gestreiftem, später aufgedrungenem, feinkörnigem Nephelinsyenit umschlossen ist; zwischen beiden hat sich aber nachträglich ein offener, klaffender, leerer Raum gebildet, welcher dann zuletzt mit langsamer, zu Nephelinsyenitpegmatit erstarrendem Magma ausgefüllt worden ist; es wurde dieses vielleicht nach und nach eingepresst, je nachdem die Krystallbreimasse (?) des Ditroit sich von den Wänden der festen Laurvikitlinse ablöste; der Krystallisationsvorgang ist deshalb vielleicht von dem feinkörnigen zu dem pegmatitischen Gesteine ganz continuirlich verlaufen.

*) Ueber diese siehe weiter unten.

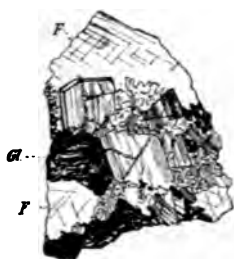
Dass die Krystallisation unserer nephelinsyenitischen Pegmatitgänge im Vergleiche mit dem gewöhnlichen Ditroit, welcher zwischen den Laurvikspalten aufgedrungen ist, später und langsamer unter ruhigeren Bedingungen vor sich gegangen ist, dafür zeugen mehrere Verhältnisse. Während die fein- bis mittelkörnigen Gesteine durch ihre gestreifte Protoklasstruktur, durch ihre Augenstruktur, und namentlich beim Studium unter dem Mikroskope sich ohne Zweifel als während ihrer Bildung oft stark gepresste Gesteine präsentieren (sie sind theilweise offenbar reine Detritusaggregate zerbröckelter Krystallbreimassen, welche von gewöhnlichen eugranitischen Ditroiten bedeutend abweichen können), findet man bei den pegmatitisch erstarrten Gangmassen in bei weitem geringerer Ausdehnung die Spuren derartiger Bewegung und Pressung während ihrer Bildung.

Fig. 22.



Linse von Augitsyenit (Laurvikit) = A.S. mit Umrandung von Syenitpegmatit (Sy.P.) in gestreift. Nephelinsyenit (G.N.Sy.). Aröcheeren. ca. 1 : 40.

Fig. 23.



Zerbröckelter Wöhleritkryst. von Skudesundskjær bei Barkevik.

Fig. 24.



Zerbrochene Tafel von Mosandrit (Låven).

Doch fehlen Beweise dafür auch bei diesen nicht; als Beispiele können hier ein paar Figuren von deutlich zerbröckelten Krystallen der älteren Krystallisationen der Pegmatitgänge mitgetheilt werden.

Fig. 23 zeigt in $\frac{1}{2}$ natürlicher Grösse einen Wöhleritkrystall von Skudesundskjær, welcher in unzählige, mit später gebildetem Feldspath und zum Theile mit Glimmer verkittete Bruchstücke zerbröckelt ist; diese liegen noch annäherungsweise in einer Ebene und lassen sich zum Theil noch als ursprünglich zusammengehörig deutlich erkennen; jedenfalls bei weitem zum grössten Theile können sie nur einem einzigen Krystalle angehört haben.

Fig. 24 zeigt in demselben Maassstabe eine in mehrere, namentlich zwei grössere, Bruchstücke zerknickte Mosandrittafel von Låven, verkittet durch Aegirin (Æ).

Auf ganz entsprechende Weise findet man äusserst gewöhnlich die Krystalle von Wöhlerit, Hiortdahlit, Mosandrit, Johnstrupit, Katapleit etc.

zertrümmert. Nicht weniger häufig findet man namentlich die älteren der Hauptmineralien früherer Bildung auf ähnliche Weise zerbrochen, mit in der mannigfachsten Art gegen einander verschobenen Bruchstücken; so z. B. zerspaltene Tafeln von Lepidomelan (und Astrophyllit), zerknickte und gebogene Säulen von Aegirin, ganz windschief gedrehte Tafeln von Feldspath (Låven) etc.

Es beweist die Häufigkeit dieser Erscheinungen (nur die zuletzt krystallisierten Gangmineralien, die Zeolithe zeigen keine Spur derselben), dass zwar auch die Hauptmasse der sich langsam ausscheidenden Krystalle unserer Syenitpegmatitgänge während ihrer Bildung, vor dem schliesslichen Erstarren, Bewegungen und Druck ausgesetzt gewesen sind; aber im Ganzen muss diese Bewegung eine relativ geringe gewesen sein; denn reine Detritusbildungen finden sich nicht oder wenigstens nur ganz ausnahmsweise auf den Gängen, und die Bruchstücke der zerbrochenen Krystallisationsproducte liegen einigermassen in situ, an der Stelle ihrer Bildung. Im Vergleich mit den Bewegungs- und Druckerscheinungen, welchen die feinkörnigen, gestreiften bis schieferigen nephelinsyenitischen Gesteine ausgesetzt waren, müssen die störenden Einwirkungen bei der Krystallisation unserer pegmatitischen Gänge relativ ganz unbedeutend gewesen sein.

Auch die fluidal gestreifte Detrituszone, welche oben als seitliche Begrenzung der kleinen Pegmatitader von Stokö beschrieben wurde und die auf bedeutende Druckwirkungen bei Verschiebung der beiderseits der Spalte befindlichen Laurvikitpartien hinweist, ist offenbar schon vor der Oeffnung der Spalte für die pegmatitische Ausfüllung gebildet.

Ueberhaupt kenne ich von der ganzen Grenzzone kein einziges Beispiel dafür, dass die nephelinsyenitischen Pegmatitgänge von jüngeren, zur Serie der Augit-Nephelinsyenite gehörigen Gesteinen durchsetzt wären. Sie verhalten sich, wie gesagt, so viel mir bekannt, überall in der ganzen Grenzzone als die letzten der genannten Eruptionsserie angehörigen Bildungen.

Die syenitpegmatitischen Gänge sind also wohl nie eigentliche Schlierenbildungen, sondern Spaltenausfüllungen.

Allerdings scheinen die Grenzen zwischen den pegmatitischen Adern und Gängen und dem umgebenden Gesteine, namentlich wenn sie in den jüngeren nephelinsyenitischen Gesteinen auftreten, öfters sehr verwaschen, was jedoch mehr beim ersten Anblicke und bei makroskopischer Untersuchung der Fall scheint; die nähere Beobachtung spricht vielmehr immer für die Auffassung, dass die pegmatitischen Gänge Spaltenausfüllungen sind.

Die Begrenzung der Gangspalten ist jedoch fast nie besonders scharf, niemals so haarscharf, wie mit einem Messer geschnitten, wie z. B. die Spaltenwände der jüngeren durchsetzenden Diabasgänge; die Spalten der

pegmatitischen Gänge sind eben zum grossen Theile Tensionsspalten, Berstungsspalten, nicht Druckspalten gewesen.

Die Beschaffenheit der Spaltenwände kann dennoch etwas verschiedenartig sein. Theils sind sie ziemlich eben; wenn dies der Fall ist, sind die Gänge öfters von einer Detrituszone begrenzt, wie sie oben beschrieben wurde. Die ebene Beschaffenheit der Spaltenwände scheint deshalb auch mit dem Umstande in Verbindung zu stehen, dass die beiden Seiten vor der Ausfüllung der Gangspalte gegen einander gerieben wurden. Ausser in dem oben beschriebenen Beispiele von Stokö habe ich ganz entsprechende Verhältnisse auch auf mehreren anderen Gängen beobachtet, so auf mehreren Gängen der Aröschereen, in ausgezeichneter Ausbildung ferner bei Dövik am Eidangerfjord. Hier fanden sich in der Detrituszone auch Augen von Eläolith, welche zugleich eine reichlichere Neubildung vor dem Zermahlen zu Detritus andeuten, da Eläolith in grösseren Körnern im Laurvikit nicht auftritt; die Detritusganggrenze war hier vollkommen schieferig durch neugebildeten Lepidomelan.

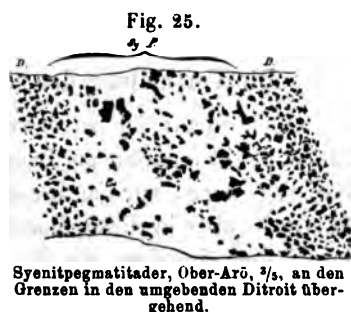
Am häufigsten aber ist die Grenzfläche gar nicht vollkommen eben, sondern ganz ähnlich beschaffen, wie die Oberfläche eines ausminirten Blockes des Laurvikit; beim Bersten haben sich die Spaltungsebenen des Feldspath, der Hornblende etc. geltend gemacht, die Spaltfläche des Gesteins ist deshalb rauh geworden, im Durchschnitte verläuft deshalb ihre Trace in einer zickzackförmigen Linie.

Sicherlich hat dann in manchen Fällen keine bedeutendere Bewegung der Spaltenwände selbst nach der Oeffnung der Gangspalte stattgefunden, sondern die Absetzung der pegmatitischen Gangausfüllung ist selbst öfters in deutlicher Orientirung der Substanz auf den Feldspathindividuen etc. des Nebengesteins vor sich gegangen, wobei die Grenzen ganz verwaschen sind. In anderen Fällen ist die Krystallisation des pegmatitischen Magmas an-

ständig rascher erfolgt; alsdann findet man hienur eine bedeutend

Mineralien der pegmatitischen Gänge sind ja bekanntlich: Feldspäthe (Natronorthoklas, Mikroperthite verschiedener Art und Albit, dagegen so viel mir bekannt, niemals Natronmikroklin), Eläolith, Spreustein (Sodalith), Aegirin, Barkevikit, Lepidomelan, Magnetit. Eben diese Mineralien sind auch die wesentlichen der Nephelinsyenite dieser Gegend, namentlich in denjenigen Varietäten der Grenzzone, welche oben als »Augenditroite« bezeichnet wurden; dagegen fehlen auf den nephelinsyenitischen Pegmatitgängen vollständig gerade mehrere der Hauptmineralien der Laurvikite, erstens der Olivin, von welchem ich auch keine Spur auf den pegmatitischen Gängen beobachtet habe, zweitens fast immer auch der im Dünnschliffe gewöhnlich grauviolette, seltener hellgrünliche, der Diopsidreihe angehörige Pyroxen der Laurvikite, welcher zwar auch bei den Nephelinsyeniten nicht selten auftritt, obwohl in den Augenditroiten der Aegirin weit häufiger ist, endlich, wie erwähnt, der Anorthoklas, welcher eben auch bei den gangförmigen normalkörnigen Nephelinsyeniten der Grenzzone zu fehlen scheint. Theils wegen dieser gleichartigen Zusammensetzung der pegmatitischen Gänge und der gangförmig aufgepressten nephelinsyenitischen feinkörnigeren Gesteine, theils auch deshalb, weil diese beiden Arten von Ganggesteinen auch zeitlich näher zusammenfallen und stellenweise ineinander überzugehen oder mit einander zu vicariiren scheinen, ist es bei den in den nephelinsyenitischen Grenzgesteinen auftretenden pegmatitischen Gangbildungen bei weitem schwieriger, makroskopisch oft unmöglich, die Grenzen beider gegen einander genauer zu fixiren. Dennoch schien es sich, so viel ich beobachten konnte, in dieser Grenzzone durchgehends zu bestätigen, dass die pegmatitischen Spaltenfüllungen überall jünger als ihre nächsten Umgebungen sind.

Selbst durch die mikroskopische Untersuchung lässt sich bisweilen keine Grenze zwischen dem Ganggestein und dem umgebenden Gestein feststellen, wenn dieses dem Ditroit angehört. Fig. 25 stellt in $\frac{1}{3}$ natürlicher Grösse eine angeschliffene Fläche einer pegmatitischen Ader mit umgebendem Grenzgestein von Ditroit dar; nur die dunklen Mineralien sind eingezeichnet. Sowohl die Ader, als das Nebengestein zeigen eine ausgezeichnete eugranitische Structur und bestehen aus denselben Mineralien — Mikroperthit (ausserdem ein wenig Albit in Tafeln), Eläolith, beide in isomeren Körnern, spärlich Sodalith, Barkevikit, Diopsid und Aegirin, Biotit, Titanit, Zirkon, Eisenerz, Apatit — ausgenommen, dass der Diopsid an der pegmatitischen Ader vollständig durch Aegirin ersetzt ist, welcher letztere übrigens



auch im Nebengestein recht reichlich, namentlich als Randbildung um den Diopsid herum, auftritt. Auf der Ader findet sich auch ein wenig Wöhlerit. Die Korngrösse, welche für die dunklen Mineralien in diesem Falle durchschnittlich etwas grösser, als für die hellen ist, nimmt nur wenig auf der Ader zu; eine scharfe Grenze war auf der abgezeichneten Stelle, von welcher ein grosser ($3 \times 4,5$ cm) Dünnschliff verfertigt wurde, überhaupt nicht vorhanden; dagegen zeigte sich in der Fortsetzung der Ader die Grenze gegen das an dunklen Mineralien reichere Nebengestein recht scharf. Obwohl nach dem Obenstehenden also nicht selten die pegmatitischen Adern und ihre Umgebungen derartig in einander verfliessen können, dass es unmöglich ist zu fixiren, wo die Adern aufhören und das Nebengestein anfängt, schien es sich dennoch, so viel ich beobachten konnte, wie schon oben erwähnt, überall in dieser Grenzzone bei näherer Untersuchung durchgehends zu bestätigen, dass die pegmatitischen Adern und Gänge überall als Spaltenausfüllungen, jünger als ihre nächsten Umgebungen zu betrachten sind.

Die Vertheilung der seltneren Mineralien auf den Gängen.

Oben suchte ich zu erweisen, dass die besprochenen pegmatitischen Gänge der Grenzzone am Langesundsfjord petrographisch als wahre Gesteinsgänge, zur Familie der Nephelinsyenite gehörig, anzusehen sind. Es wurde aber in dieser Darstellung wesentlich nur die Zusammensetzung der Gänge, insofern sie die Hauptminerale derselben betrifft, näher berührt; wir werden nun im Folgenden die Verbreitung der seltneren, mehr accessorischen, — obwohl jedenfalls, was einzelne derselben betrifft, stellenweise in nicht ganz geringer Menge auftretenden — Mineralien näher betrachten.

Es wurde schon oben gelegentlich der Besprechung der Gangmasse Låvens, der Gänge am Skudesundskjær etc. darauf hingedeutet, dass die Verbreitung der seltneren Mineralien auch auf einem und demselben Gange oft sehr ungleichmässig ist. Dies ist ein ziemlich allgemein gültiges Verhältniss, was sich oft selbst bei recht kleinen Gängen vorfindet. Noch mehr ist es aber ein hervortretender Charakterzug unserer Gänge, dass die verschiedenen Vorkommnisse verschiedene Mineralienführung, was die seltneren Mineralien betrifft, aufweisen.

Selbstverständlich gilt dies in erster Linie für das Vorkommen der äusserst seltenen Mineralien, welche wir deshalb zuerst für sich kurz behandeln wollen.

Es gilt leider von nicht ganz wenigen Mineralien unserer Gänge, dass sie sich nur äusserst selten finden; dazu müssen folgende gerechnet werden: Der Nordenskiöldin, von welchem, nachdem die Analyse desselben

ausgeführt wurde, nur ein einziger grösserer, dem schwedischen Reichsmuseum angehöriger Krystall und zwei mir angehörige kleine Krystallbruchstücke existiren.

Der Hambergit, von welchem nur ein einziger Krystall gefunden worden ist.

Der Xenotim, von welchem nur zwei Krystalle, unter welchen wieder der eine zur Analyse aufgeopfert wurde, gefunden worden sind.

Der Eukrasit; nur eine einzige, dem Reichsmuseum angehörige Stufe bekannt.

Der Capellenit; nur ein einziger Krystall und eine Stufe mit ein wenig derbem Mineral bekannt.

Der Perowskit, nur drei Krystalle gefunden.

Der Karyocerit, nur in ein Paar Stufen, aus einem unbekannten Vorkommen.

Der Ainigmatit kommt ziemlich sicher auf den Gängen vor, ist aber in neuerer Zeit nicht mehr gefunden worden.

Sehr selten sind ferner:

Der Johnstrupit, nur in ganz wenigen Stufen auf einem kleinen Gange nördlich von Skudesundskjär bei Barkevik gefunden; daselbst ist nichts mehr zu erhalten.

Der Hiortdahlit, nur an einem einzigen fast abgebauten kleinen Gange auf Langodden, auf der Insel Ober-Arö*), vorgefunden; der Hiortdahlit kam hier jedoch ziemlich reichlich vor, aber in Krystallen mit Endflächen sehr selten.

Der Melanocerit, nur in einer ganz geringen Anzahl Stufen an zwei Vorkommnissen bei Barkevik gefunden.

Der Natronkataplekt kam nur auf einem einzigen kleinen wegminierten Gange der Insel Klein-Arö vor.

Der Eudidymit, nur aus einem Gange der Westküste von Ober-Arö in wenigen Stufen erhalten; auf dem Gange scheint nichts mehr des merkwürdigen Minerals vorhanden zu sein. Dasselbe gilt noch mehr von den auf demselben Gange nur in sehr geringer Menge gefundenen Mineralien: Weibeyt und Parisit.

Auch mehrere anderswo gewöhnliche Mineralien, wie z. B. Quarz, Salit, Tremolith, Arfvedsonit, die meisten Erzminerale, Lithionglimmer, Granate etc. fanden sich auf unseren Gängen nur in ganz vereinzelt Vorkommnissen.

Unter den seltenen Mineralien mehr verbreitet, obwohl im Verhältniss zu den Hauptmineralien der Gänge gewöhnlich in geringeren Massen auftretend, sind z. B. Astrophyllit, Homilit, Mosandrit, Helvin, Leukophan und

*) S. 377 des speciellen Theiles steht Mittel-Arö; Ober-Arö ist richtiger.

Melinophan, Låvenit, Wöhlerit, Rosenbuschit, Kataplekt, Tritomit, Eukolit, Thorit und Orangit, Pyrochlor etc.

Es ist deshalb besonders die Verbreitung dieser, welche zur weiteren Charakteristik der Gänge dienen kann.

So regellos das Vorkommen der accessorischen Mineralien der Gänge bei der ersten Beobachtung erscheinen kann, so zeigt dennoch die nähere Untersuchung, dass in mehreren Beziehungen sich doch eine gewisse Regelmässigkeit, um nicht zu sagen Gesetzmässigkeit, auch hier geltend macht.

Ehe wir zur Betrachtung der Verbreitung der seltneren Mineralien übergehen, wird es aber nothwendig sein, die Krystallisationsfolge auf den Gängen, welche oben nur beiläufig (siehe bei der Besprechung Låvens S. 126) berührt wurde, etwas näher zu untersuchen.

Die Krystallisationsfolge auf den Gängen der Grenzzone.

Die verschiedenen Phasen der Gangbildung.

Eine absolut bestimmte Reihenfolge der Krystallisation der einzelnen Mineralien der pegmatitischen Gänge findet sich, wie schon oben hervorgehoben wurde, ebenso wenig wie in den entsprechenden normalkörnigen Tiefengesteinen, und beruht dies theils darauf, dass die Krystallisationsphasen der einzelnen Mineralien einander theilweise decken, sowie zum Theil darauf, dass einige Mineralien in verschiedenen Phasen der Gangbildung auskrystallisiren konnten, wenn nur die Bedingungen ihrer Bildung vorhanden waren.

Die gleichzeitige Krystallisation verschiedener der aus dem Magma sich ausscheidenden Mineralien ist eben ein charakteristisches Verhältniss der magmatischen Krystallisation überhaupt und namentlich in hohem Grade charakteristisch für die Tiefengesteine mit ihren verschiedenen Modificationen der eugranitischen Structur; dass wir dieses Verhältniss auch auf unseren pegmatitischen Gängen vorfinden, ist eben einer der Beweise ihrer Zugehörigkeit zu den magmatischen Gesteinen. Es führt dies Verhältniss auf eine jedem Mineralogen gewiss wohl bekannte, obwohl kaum hinreichend gewürdigte Beschaffenheit der Flächenbegrenzung der unter derartigen Bedingungen krystallisirten Mineralien, nämlich der, dass diese so häufig keineswegs den theoretischen Anforderungen entspricht.

Die evidenteste Aeusserung einer gleichzeitigen Krystallisation ist die echt pegmatitische, sogenannte Schriftgranitstructur. Bei den gewöhnlichen sauren granitischen Pegmatitgängen findet sich diese Structur, wie bekannt, äusserst verbreitet und allgemein, namentlich in den Randpartien der pegmatitischen Gänge; es ist hier, wie bekannt, der Feldspath

und der Quarz, welche einander in gleichzeitiger Krystallisation durchdrungen haben; die Quarzstrahlen sind dabei alle einheitlich orientirt, ihre Orientirung ist dagegen im Allgemeinen keine gesetzmässige in Bezug auf die krystallographische Orientirung des Feldspath, wie ich schon früher ausführlich nachgewiesen habe*). Genau auf entsprechende Weise findet sich die Schriftgranitstructur auch, wie bekannt, in Graniten (als letzte Bildung), namentlich aber in den Uebergangsgesteinen zwischen Graniten und Quarzporphyren, den Granophyren, in geringerer Verbreitung auch hie und da in anderen Eruptivgesteinen.

Auf unseren nephelinsyenitischen Pegmatitgängen kommt Quarz, wie auch im speciellen Theile näher erwähnt wird, nur äusserst selten und dann nur als secundärer Bestandtheil vor; es leuchtet daher von selbst ein, dass durch gleichzeitige Krystallisation von Quarz und Feldspath keine »Schriftstructur« auf unseren Gängen sich ausbilden konnte. Es sind hier umgekehrt die basischen Mineralien, welche mit dem Feldspath zusammen bisweilen prächtige Schriftstructures geliefert haben. Auf den Gängen des Langesundfjords sind die Beispiele derartiger gleichzeitiger Krystallisationen mir zwar gar nicht unbekannt; bei weitem schöner kenne ich sie aber von den Gängen in der Umgegend von Fredriksvärn; obwohl diese abweichend zusammengesetzten, syenitischen (nicht nephelinsyenitischen Pegmatitgänge) eigentlich der Hauptsache nach erst unten näher besprochen werden sollen, darf dieses specielle Structurverhältniss doch am besten schon bei dieser Gelegenheit erwähnt werden.

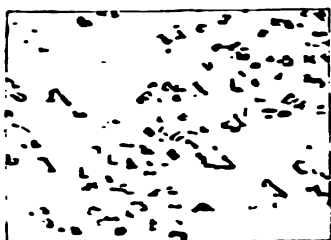
Die schönsten Beispiele syenitischer Schriftstructures oder Schriftsyenitstructures fand ich auf einem Gange nördlich von Fredriksvärn, links vom Wege nach Laurvik, bei einer Stelle Namens »Kleven«; der Gang bestand, wie die Gänge des Fredriksvärn-Typus im Allgemeinen, aus bei weitem vorherrschendem Feldspath (s. im speciellen Theile S. 524 f.) mit ein wenig Eläolith und rothem Spreustein (nach Sodalith); von dunklen Mineralien fanden sich ein der Aegirin-Diopsidreihe angehöriger Pyroxen, ferner die gewöhnliche Barkevikit-ähnliche Hornblende, sowie dunkler Glimmer, beide spärlich, und etwas Magnetit; Spuren von Zirkon und Apatit. Ich fand nun hier die schönsten Schriftsyenitverwachsungen erstens von Feldspath mit Diopsid, zweitens von Feldspath mit Lepidomenan, drittens, wenn auch spärlicher, von Feldspath mit Hornblende.

*) S. über die Schriftgranitstructur meine Abhandlung »Nogle bemærkninger om pegmatitgangene ved Moss og deres mineraler«, Geol. För. Förhandl. 5, 338—343. Im Gegensatz zu dieser leicht zu beweisenden Auffassung haben viele Verfasser, in neuerer Zeit namentlich G. Woitschach (»Das Granitgebirge von Königshain«, Abb. d. nat. Ges. z. Görlitz, Sep., S. 32—35) etc. eine regelmässige Verwachsung des Quarzes und des Feldspathes im Schriftgranit angenommen; eine derartige findet zwar bisweilen und nach verschiedenen Gesetzen, doch keineswegs allgemein statt.

Die schriftsyenitische Verwachsung zwischen Feldspath und Pyroxen ähnelt in ihrer äusseren Erscheinung der schriftsyenitischen Verwachsung von Feldspath und Quarz vollständig, nur dass wir uns den Quarz durch Pyroxen ersetzt denken müssen. Der Pyroxen, welcher im Nachtrage zum speciellen Theile S. 655 besonders behandelt ist, bildet längliche, unregelmässig begrenzte, parallel orientirte Individuen, dagegen ohne bestimmte krystallographische Orientirung in Bezug auf den Feldspath, welchen sie durchsetzen. Die Grösse und die Anzahl der Pyroxenindividuen ist aus Fig. 26, welche einen Theil einer basischen Spaltungsfläche eines grösseren Feldspathindividuums mit den dieselbe unterbrechenden Pyroxenstengeln in $\frac{1}{3}$ natürlicher Grösse darstellt, zu ersehen.

In dem abgezeichneten Handstücke wurde die krystallographische Lage des Pyroxen im Verhältniss zum Feldspath durch orientirte Schriffe bestimmt, was nach einigen vergeblichen Versuchen schliesslich gelang.

Fig. 26.



Schriftsyenit mit Pyroxen: von Kleven.
 $\frac{1}{3}$ nat. Gr.

Fig. 27.



Dünnschliff von Schriftsyenit mit
Pyroxen: von Kleven. $\frac{1}{10}$ nat. Gr.

Es zeigte sich, dass die Symmetrieebene des Pyroxen mit der Symmetrieebene des Feldspath ca. 82° mit der Basis des Feldspath ca. 67° bildete; die Verticalaxe des Pyroxen bildete mit der basischen Trace des Feldspath in Schriffen nach der Symmetrieebene des Pyroxen ca. 78° . Man sieht sofort, dass diese Beobachtungen auf keine regelmässige Orientirung der beiden Mineralien in Bezug auf einander führen. In anderen Stufen war auch die Orientirung eine verschiedene.

Wie im Schriftgranit der Quarz, bildet hier in diesem Schriftsyenit der Pyroxen skelettartige Krystalle, welche hauptsächlich nach der Verticalaxe ausgezogen sind. Regelmässige Krystallflächen (∞P , ∞P_{00}) finden sich öfters, häufig aber sind die Contouren ohne idiomorphe Begrenzung. In Dünnschliffen zeigten sich durchgehends die in jedem Schliffe auftretenden Stengel parallel orientirt.

Die nähere Untersuchung ergab nun, dass die schwarzen, makroskopisch einheitlich aussehenden Stengel nicht ausschliesslich aus Pyroxen bestehen; unter dem Mikroskope sieht man nämlich in den Dünnschliffen,

dass ausser dem hier im durchfallenden Lichte grünen Pyroxen auch Eisenerz, Glimmer und Hornblende auftreten. Das erstere ist wohl wie gewöhnlich titanreiches Magneteisenerz; es tritt in Körnern in den Pyroxenstengeln auf, immer von einer gewiss secundären Coronitbildung von Titanitkörnchen umrandet; s. Fig. 27, wo das Eisenerz schwarz, der Pyroxen punktiert gezeichnet ist; die Schnittfläche ist hier etwas schief gegen die Symmetrieebene des Pyroxen.

Zusammen mit dem Eisenerz findet sich ferner immer Lepidomelan, unter dem Mikroskope tiefbraun, stark pleochroitisch, vollkommen gleich dem gewöhnlichen Lepidomelan des Laurvikit; stellenweise bildet er um das Eisenerz und den Pyroxen stenglige oder schuppige Anhäufungen (in der Figur schraffirt angegeben) ohne jede Orientirung. Endlich kommt auch, wahrscheinlich als Umwandlungsproduct des Pyroxen, und zwar als Umrandung der Stengel desselben, eine wenig pleochroitische (grün und bräunlich) Hornblende (nicht Barkevikit) vor. Apatit ist nur spärlich eingeschlossen.

Die Untersuchung der Dünnschliffe ergab somit das interessante Resultat, dass die betreffende Verwachsung nicht nur eine schriftsyenitische Durchwachsung von gleichzeitig gebildetem Feldspath und Pyroxen, sondern eigentlich ein reines Gesteinsgemisch von eben denselben Mineralien ist, welche oft die eugranitisch struirten feinkörnigeren Gesteinsgänge in dem normalen Augitsyenit (Laurvikit) bilden, nur in anderer Structur angeordnet.

Eine besondere Bedeutung muss nach meiner Ansicht dem Verhältnisse zugeschrieben werden, dass der Pyroxen in dieser Verwachsung, obwohl unzweifelhaft gleichzeitig mit dem Feldspath krystallisirt, gar nicht durchgehends eine idiomorphe Begrenzung zeigt, obwohl eine solche keineswegs fehlt und auch in den in Fig. 26 sichtbaren schiefen Schnitten deutlich hervortritt; bei dem gewöhnlichen Schriftgranit aus Quarz und Feldspath pflegt nämlich nach meiner Erfahrung der Quarz fast immer eine, obwohl unvollkommene, doch oft sehr deutlich ausgebildete idiomorphe Begrenzung seiner skelettartigen Lamellen oder Stengel zu zeigen.

Von diesem Pyroxen-Schriftsyenit habe ich an Ort und Stelle Handstücke gesammelt, welche in Feldspathindividuen von mehr als 30 cm Durchmesser in ihrer ganzen Ausdehnung die gleiche Orientirung der Pyroxenstengel aufweisen *).

*) In mikroskopisch feiner Verwachsung (mikropegmatitischer Verwachsung) ist gleichzeitige Krystallisation mit Schriftstructur von Feldspath (Plagioklas) und Pyroxen schon früher aus Eruptivgesteinen beschrieben, so namentlich von J. J. Harris Teall aus »Dolerit« von Hailstone Hill, Rowley, Staffordshire (s. »British petrography«, S. 482 u. 242, Taf. 23, Fig. 2 mit zugehörigem Text); dieselbe war eigentlich, doch ohne nähere Erklärung, aus demselben Gestein schon von S. Allport (Quart. Journ. of the geol. soc. 1874, 30, 549, Taf. 34, Fig. 28) erwähnt worden.

Die durch Verwachsung des Feldspath mit Lepidomelan gebildete Schriftsyenitstructur erwies sich nun beim Studium der Dünnschliffe unter dem Mikroskope nur als eine besondere Ausbildung der soeben beschriebenen Verwachsung, in welcher die Pyroxenstengel nur als ganz dünne strichförmige Kerne vorhanden sind, welche von einer so reichlichen Anhäufung von Erz- und namentlich Lepidomelankörnchen eingehüllt sind, dass der Pyroxen selbst gänzlich zurücktritt; oft fehlt in diesen makroskopisch stengelig-schuppigen Massen der strichförmige Pyroxenkern vollständig, wenigstens in der Schnittebene der Dünnschliffe, was jedoch nicht ausschliesst, dass er doch vorhanden gewesen ist; wahrscheinlich war sogar immer ein Pyroxenkern vorhanden, da ohne diese die stengelige Anordnung der nicht orientirten Glimmerschuppen kaum erklärlich wäre. Die Dimensionen der »Glimmerstengel« variiren von nur Stecknadeldicke bis zu 3 bis 4 mm Dicke, bei einer Länge von mehreren Centimetern.

Endlich kam an demselben Fundorte auch schriftsyenitische Verwachsung mit Barkevikit, vollkommen gleich demjenigen des normalen Augitsyenit (Laurvikit), vor; ich habe diese Verwachsung übrigens auf mehreren Gängen beobachtet, überall nur mit ziemlich grossen skelettartig ausgebildeten Hornblende-Individuen in dem Feldspath; dieselben zeigten in den untersuchten Fällen regelmässige idiomorphe Begrenzung gegen die grossen Feldspathindividuen, welche sie in skelettartigen Stengeln durchdrangen. Wegen der grossen Dimensionen der Hornblendestengel konnte ich sie nicht näher im Dünnschliffe studiren. Es schien übrigens diese Verwachsung keine besonders auffälligen Verhältnisse darzubieten; eine bestimmte krystallographische Orientirung der Hornblendestengel in Bezug auf den Feldspath findet nicht statt.

Ausser diesen Beispielen von schriftsyenitischen Verwachsungen aus den Gängen des Fredriksvärn-Typus habe ich auch auf den Gängen des Langesundfjords schriftsyenitisch einander durchdringend gefunden: Feldspath und Aegirin mehrmals, Feldspath und Eläolith selten, Feldspath und Sodalith ebenso selten; keine dieser Verwachsungen fand sich jedoch auf den Gängen in besonderer Schönheit. Um so schöner und häufiger kommt in dem Laurvikit selbst die mikropegmatitische Verwachsung von Feldspath und Eläolith vor; diese Art von Schriftsyenit ist für manche Vorkommnisse des Laurvikit geradezu charakteristisch, indem häufig aller Eläolith in dem Laurvikitgesteine auf diese Weise als mikropegmatitisch den Feldspath durchdringend auftritt. Selbst solche Verwachsungen von Feldspath und Eläolith, welche an das centrische Durchdringen des Feldspath und Quarz der Granophyre erinnern, fehlen nicht im Laurvikit; die Dimensionen der Eläolithstrahlen können dabei recht geringe werden. Auch mikropegmatitische Verwachsung von Aegirin und Feldspath

habe ich in den Gesteinen dieser Gegend, im Ditroit mehrerer Vorkommnisse beobachtet.

Auch Verwachsungen von Feldspath und Magnetit mit Schriftstructur habe ich spurenweise auf einem Gange der Fredriksvärn-Gruppe zwischen Fredriksvärn und Hjelgeräen, obwohl nicht in schöner Ausbildung, wahrgenommen *).

Die oben erwähnten Beispiele der Schriftstructur von den syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgängen sind im Allgemeinen nur als seltene Ausnahmefälle zu betrachten im Vergleiche mit der so häufig schriftgranitischen Verwachsung des Feldspath mit Quarz auf den granitischen Pegmatitgängen, wo in dieser Verwachsung nicht nur Mikroklin und Quarz, sondern auch Oligoklas und Quarz an manchen Vorkommnissen auf jedem einzelnen Gange auftritt.

Indessen giebt es auch eine Art Verwachsung mit typischer Schriftstructur, welche auch auf unseren syenitischen und noch mehr auf den nephelinsyenitischen Pegmatitgängen äusserst gewöhnlich ist, nämlich die primäre gleichzeitige Verwachsung von Kalifeldspath (Mikroklin oder Orthoklas) mit Albit, also die regelmässige Verwachsung, welche als perthitische oder mikroperthitische Verwachsungen bezeichnet werden. Es ist ja dies absolut nichts mehr oder weniger, als eine Schriftstructur-Verwachsung; nur ist bei dem gleichzeitigen Wachstume dieser so nahe verwandten Mineralien regelmässig die Orientirung der beiden Feldspäthe auch in Bezug auf einander eine gesetzmässige, wie bekannt mit parallel orientirten Verticalaxen und (010)-Ebenen. Dass auch der Albit in der Regel keine idiomorphe Begrenzung zeigt — eine derartige fehlt jedoch nicht vollständig —, kann nach der Erfahrung von der Schriftverwachsung des Feldspath und Pyroxen, welche oben beschrieben wurde, nicht auffallen; bei den Schriftverwachsungen von Feldspath und Eläolith in den Laurvikiten ist dasselbe ebenfalls gewöhnlich. Dass bei der äusserst nahen krystallographischen Verwandt-

*) Ich erinnere bei dieser Gelegenheit zum Vergleiche mit den granitischen Pegmatitgängen an eine schöne schriftgranitische Verwachsung von Quarz und Turmalin aus einem Pegmatitgange an dem Parcel »Velkommen« in dem Eisenerzgebiete von Gellivara, Nord-Schweden. Das einzige, mir vorliegende Handstück, welches mir von Herrn Ingenieur Hans v. Post übergeben wurde, zeigt auf einer Oberfläche von ca. 50 qcm eine äusserst innige Durchdringung eines einheitlichen Turmalinindividuums mit Quarz; der Turmalin ist im Dünnschliffe braun gefärbt. Die Begrenzung der Quarzlamellen oder Stengel ist ganz unregelmässig ohne Andeutung von Krystallflächen; im Dünnschliffe zeigen sich gerundete, nierenförmige und auf allerlei Weise eingeschnittene, nicht scharfeckige Contouren; auch gehören nicht alle Quarzschnitte nur einem, sondern in jedem Dünnschliffe gewöhnlich zwei oder drei Individuen an. Eine bestimmte Orientirung des Quarzes in Bezug auf den Turmalin findet auch hier nicht statt.

schaft des Kalifeldspath und des Albit die gleichzeitige Krystallisation mit der daraus folgenden gegenseitigen Durchdringung unter Ausbildung der Schriftstructur von gesetzmässiger Orientirung der beiden Mineralien in Bezug auf einander begleitet sein musste, kann natürlich nicht auffallen.

Es muss aber hier wohl daran erinnert werden, dass nicht jede perthitische und mikroperthitische Verwachsung von Kalifeldspath und Albit eine echte Schriftstructur ist; mit dem Begriffe der Schriftstructur verknüpfe ich auch die genetische Bestimmung, dass die gegenseitig einander durchdringenden Mineralien, welche jedes für sich aus gleichartig orientirten Einzeltheilen bestehen, auch von gleichzeitiger Krystallisation sein müssen! In sehr vielen Mikroperthiten, namentlich in metamorphen Gesteinen, ist aber, wie besonders J. Lehmann nachgewiesen hat, der Albit nicht gleichzeitig mit dem Kalifeldspath gebildet, sondern secundär auf Druckspalten in demselben abgesetzt; ich würde diese Structur keine Schriftstructur, keine mikropegmatitische Structur nennen, wohl aber eine secundär mikroperthitische Structur. Ebenso ist die ursprüngliche orientirte Verwachsung von Pyroxen und Hornblende mit gegenseitiger Durchdringung, welche bisweilen in verschiedenen Eruptivgesteinen angetroffen wird, wohl vielleicht eine mikropegmatitische Verwachsung; die gewöhnliche, durch secundäre Umwandlung verschiedener Art des Pyroxen in Hornblende entstandene, welche so äusserst verbreitet ist, gehört dagegen nicht zu den mikropegmatitischen Structuren*.

Die Schriftstructur, welche also in der vielleicht am meisten auffälligen Weise eine stattgefundene gleichzeitige Krystallisation mehrerer sich ausscheidenden Mineralien beweist, fehlt somit ebenso wenig auf unseren syenitpegmatitischen Gängen und in den mit diesen zusammengehörigen Massengesteinen, den Laurvikiten, Laurdaliten und Ditroiten, wie auf den sauren granitpegmatitischen Gängen und in den mit diesen verwandten Graniten und Granophyren etc. Es ist dieselbe eine echte Massengesteinsstructur und namentlich für die abyssischen Eruptivgesteine charakteristisch.

Indessen spielt die Schriftstructur auf unseren Gängen doch, abgesehen von den perthitischen und mikroperthitischen Verwachsungen, eine ganz untergeordnete Rolle; bei weitem mehr hervortretend sind vielmehr andere Aeusserungen der gleichzeitigen Krystallisation verschiedener Gangmineralien. Charakteristisch für die Schriftstructur ist ja

* Auch die von E. Becke beschriebenen Verwachsungen von Feldspath und Hornblende im Eklogit Tschermak's *min. u. petrogr. Mitth.* 4, 319, Taf. III, Fig. 43 u. Fig. 44, S. 318, von Feldspath und Granat *ebenda* S. 377, Taf. III Fig. 14; im Augitgneiss, von Orthoklas und Plagioklas *ebenda* S. 378, Taf. III Fig. 17; ebendasselbe, können hier in Erinnerung gebracht werden.

in allen Fällen, dass eine grössere Anzahl stenglicher Krystallindividuen, oft Krystallskelette, eines Minerals, sämmtlich in paralleler Orientirung (also krystallonomisch eigentlich ein Individuum) ein grösseres einheitliches Individuum eines anderen gleichzeitig gebildeten Minerals durchwächst; ferner dass die einzelnen Stengel oder Krystallskelette des durchdringenden Minerals immer höchstens eine nur unvollkommene idiomorphe Begrenzung besitzen, indem eben die gleichzeitige Krystallisation des umgebenden Minerals eine vollkommene Ausbildung hinderte.

Wenn wir auf diesen letzten Umstand das Hauptgewicht legen, finden wir, dass eine unvollkommene idiomorphe Begrenzung der auf den pegmatitischen Gängen krystallisirten Mineralien überhaupt als ein äusserst gewöhnliches Verhältniss angesehen werden muss. Es kann dasselbe in gewissen Fällen, namentlich was die älteren Krystallisationen betrifft, auf späterer, nach ihrer Bildung erfolgter Resorption durch die Gangmasse beruhen, ein Fall, mit welchem wir uns hier nicht beschäftigen wollen; bei weitem in den meisten Fällen ist dies Verhältniss aber eben mit den Hindernissen, welche andere gleichzeitig krystallisirende Mineralien oder das umgebende Magma selbst der Ausbildung einer vollkommen idiomorphen Begrenzung entgegenstellten, zu begründen.

Es ist diese Erscheinung gewiss jedem Forscher, welcher selbst Mineralien auf pegmatitischen Gängen gesammelt hat, bekannt, das Verhältniss selbst ist aber keineswegs hinreichend gewürdigt und seine Bedeutung kaum genügend verstanden worden. Meine vieljährige Erfahrung lehrt, dass auf den zahlreichen, zu vielen hunderten zählenden norwegischen Granitpegmatitgängen, die ich gesehen habe, die auf denselben auftretenden seltneren Mineralien, welche vorzugsweise den Gegenstand der Aufmerksamkeit der Mineraliensammler bilden (wie z. B. Monazit, Xenotim, Columbit, Polykras, Euxenit, Ännerödit, Aeschynit, Thorit etc. etc., ferner Beryll, Topas, Turmalin etc. etc.) in der Regel auf allerlei Weise unvollkommen ausgebildet sind, und diese Unvollkommenheit ist zweifelsohne auf die gleichzeitige Krystallisation anderer Mineralien zu beziehen oder auf die Hindernisse, welche das umgebende Magma mit den darin ausgeschiedenen und sich ausscheidenden Krystallen einem ungestörten, schliesslich auf eine vollkommenere Ausbildung führenden Wachsthum entgegensetzen musste. Unter den vielen [hunderten von Monazitkrystallen aus dem grossen Granitpegmatitgange von Narestö (zwischen Arendal und Tvedestrand, Norwegen), die ich durchmustert habe, in allen Grössen und bis mehr als 4 kg schwer, sind vielleicht nur ein Dutzend einigormassen regelmässig begrenzt gewesen; bei weitem die Mehrzahl war bis zu dem Grade deformirt, dass kaum mehr die Combination erkennbar war. Fig. 28 stellt z. B. in 0,3 natürlicher Grösse einen derartig deformirten Krystall des

Monazit von Narestö (1170 g schwer) in der Sammlung des mineralogischen Instituts der Hochschule zu Stockholm dar; es ist an diesem nur mit Mühe möglich, die Hauptflächen der Verticalzone (100), (110) und (110) zu erkennen und die Endflächen lassen sich gar nicht mehr bestimmen; es muss ausdrücklich bemerkt werden, dass die in der Figur dargestellte Oberfläche des Krystalls seine ursprüngliche natürliche Begrenzung wiedergibt, so wie sie in der Gesteinsmatrix vorlag; die Unregelmässigkeiten der Oberfläche rühren also nicht etwa von sekundärer Beschädigung her. Die Flächen sind unbeschädigt, glatt und hübsch, aber voll von Streifen, Runzeln, Vertiefungen und sind windschief treppenförmig etc., kurz auf alle mögliche Weise unregelmässig; die

Fig. 29.

Fig. 28.



Monazit, Narestö bei Arendal. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.



Beryll, Änneröd bei Moss, Norwegen. $\frac{2}{3}$ nat. Gr.

Winkel können dabei öfters 20°, 30°, ja noch mehr, von ihren theoretischen Werthen abweichen. Man sieht zwar, dass eine Tendenz, eine bestimmte regelmässige Krystallbegrenzung zu liefern, bei dem Wachstume des Krystalles vorhanden gewesen ist, aber dieses Ziel ist nicht erreicht worden.

Fig. 29 stellt, um ein anderes Beispiel dieser häufigen unregelmässigen Ausbildung zu geben, einen Beryllkrystall von Änneröd bei Moss dar; es sind hier in erster Linie die zahlreichen Eindrücke der gleichzeitig ausgeschiedenen umgebenden Mineralien, welche den Krystall charakterisiren; nach dem Ende hin ist diese Einwirkung der ihn umgebenden wachsenden Krystalle so vorherrschend geworden, dass der Krystall sich hier nicht weiter ausbilden konnte, weshalb er nach dem Ende hin, wie es so häufig der Fall ist, immer schmaler wird. Man erkennt in den runzligen, durch die zahlreichen Eindrücke der umgebenden Mineralien (welche natürlich ihrerseits selbst ebenfalls keine vollkommene Ausbildung gegen den Beryll

erlangen konnten) grubenförmig vertieften, übrigens gestreiften und lamellirten Flächen, dass auch hier in der Welt der Mineralkörper ein furchtbarer Kampf ums Dasein stattgefunden hat.

In die Sammlungen gelangen derartige deformirte Krystalle seltener; sie wurden immer ihrer Unvollkommenheit wegen schlecht bezahlt, und es lohnte sich deshalb für die Sammler nicht, derartige Missbildungen zu verkaufen. So kommt es, dass man — wenn man die Mineralien der Pegmatitgänge nach den Stufen, welche in die Sammlungen gelangt und daselbst aufgestellt sind, beurtheilt — eine ganz falsche Vorstellung über die wahren Krystallisationsverhältnisse der Pegmatitgänge erhält; ich habe selbst mehrmals Mineralogen getroffen, welche diese ganze Thatsache vollkommen unbeachtet liessen. Mir scheinen die deformirten Krystalle der Mineralien der Granitpegmatitgänge dagegen theoretisch von grösstem Interesse, weil sie eben die regelmässigen Verhältnisse bei der Krystallisation auf den pegmatitischen Gängen illustriren und mit voller Sicherheit verkünden, dass sie in einem sie rings umgebenden krystallisirenden Magma gebildet sein müssen. Die wunderschönen Topase, Berylle etc. etc. der Pegmatitgänge vom Ural und anderen Gegenden sind, so herrlich sie auch die Sammlungen schmücken, doch immer nur ausnahmsweise günstigen Bildungsbedingungen (sie sind auf offenen Drusenräumen abgesetzt) zu verdanken; die schlecht ausgebildeten, deformirten norwegischen Krystalle repräsentiren das regelmässige Verhältniss.

Auf genau entsprechende Weise sind nun auch auf unseren syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgängen die Mineralien der älteren Bildungsperiode durch gleichzeitige Krystallisation der sie umgebenden Mineralien und durch Hindernisse des, mit sich ausscheidenden Mineralien beladenen, umgebenden Magmas während ihrer Bildung mehr oder weniger deformirt. Es ist dies ein so häufiges Verhältniss, dass es überflüssig ist, eine grössere Anzahl Beispiele dafür zu nennen. Ich weise auf die deformirten Zirkone, welche im speciellen Theile (S. 407—408) beschrieben und abgebildet (Taf. II, Fig. 8 und 44) sind, hin; auch von Sodalith ist (Taf. XIII, Fig. 8) ein deformirter Krystall abgebildet. Bei Aegirin, Lepidomelan, Hornblende sind derartig deformirte, schlecht ausgebildete Krystalle recht häufig. Auch bei einer grossen Anzahl der seltneren Mineralien findet man dasselbe Verhältniss wieder, doch in geringerer Verbreitung als auf manchen Granitpegmatitgängen.

Die Schriftstructur, welche oben speciell besprochen wurde, ist also näher besehen nur ein bestimmter **Specialfall** eines weit generelleren allgemeineren Verhältnisses, indem gleichzeitige Krystallisation ja auch ohne Ausbildung von Schriftstructur in grosser Verbreitung auf den Pegmatitgängen stattgefunden hat.

Es ist überflüssig hinzuzufügen, dass dasselbe, was oben für die peg-

matitischen Ganggesteine auseinander gesetzt wurde, in grosser Ausdehnung auch für die eugranitischen Massengesteine im Allgemeinen gilt; ja die gleichzeitige Krystallisation verschiedener Mineralien in eugranitisch strukturierten Magmagesteinen ist überhaupt als eine der Bedingungen für die Ausbildung der eugranitischen Structur anzusehen.

In der That liegt z. B. der Unterschied zwischen porphyrartigen und eugranitischen Structuren nicht ausschliesslich in der Recurrenz der Mineralbildung, denn eine solche ist auch bei den letzteren gar nicht selten, sondern ebensowohl darin, dass bei eugranitischen Tiefengesteinen die Krystallisationspatien der einzelnen Mineralien, infolge der mehr continuirlich unter gleichartigen Bedingungen fortgesetzten Krystallisation, einander in bei weitem grösserer Ausdehnung decken. Man hat bei eugranitischen Gesteinen öfters vielleicht allzuviel die Krystallisationsfolge, zu wenig die gleichzeitige Krystallisation, die Hauptursache der wenig idiomorphen Begrenzung der einzelnen Mineralkörner, berücksichtigt.

Es ist nach dem Obenstehenden also nothwendig, dies Verhältniss der gleichzeitigen Krystallisation bei jedem Versuche, eine bestimmte Reihenfolge der Krystallisation der Mineralien unserer Gänge festzustellen, zu berücksichtigen. Schon aus diesem Grunde kann eine absolut bestimmte Krystallisationsfolge der pegmatitischen Gangmineralien nicht erwartet werden, und ist in der That auch ebenso wenig wie bei den normalkörnigen eugranitischen Gesteinen vorhanden.

Noch mehr wird jeder Versuch, eine ganz bestimmte Krystallisationsfolge festzustellen, dadurch unmöglich, dass eine bedeutende Anzahl der Mineralien unserer Gänge in ganz verschiedenen Perioden der Ganggeschichte sich bilden konnten; so finden wir z. B. den Aegirin in der Regel als eines der zuerst auskrystallisirten Gangmineralien, andererseits aber auch als sehr späte Bildung auf Drusenräumen mit Natrolith zusammen abgesetzt. Jedes Mineral krystallisirte natürlich aus, wenn die Bedingungen für seine Bildung vorhanden waren. Diese Bedingungen sind ja, wie bei magmatischen Gesteinen überhaupt, namentlich folgende gewesen: eine bestimmte Zusammensetzung des Magmas, aus welchem die Krystallisation vor sich ging, bestimmte Temperatur- und Druckverhältnisse und Aenderungen derselben, überhaupt die erforderlichen physikalischen Bedingungen, endlich für eine bedeutende Anzahl der Gangmineralien zugleich auch bestimmte »agents minéralisateurs«.

Das allgemeine magmatische »agent minéralisateur«, das Wasser, welches gewiss auch auf unseren Gängen eine bedeutende mineralbildende Rolle gespielt haben muss, ist offenbar für die Bildung zahlreicher Gangmineralien nicht allein genügend gewesen; ihre Zusammensetzung weist häufig auf besondere, kräftige »agents minéralisateurs« hin, ohne welche

ihre Bildung nicht stattfinden konnte, nämlich besonders auf Verbindungen von Fluor, Chlor, Borsäure. Die Anzahl der Mineralien, welche selbst in ihrer Zusammensetzung Fluor, Chlor oder Borsäure oder mehrere derselben führen, ist auf unseren Gängen sehr bedeutend; noch grösser ist aber gewiss die Anzahl der durch Vermittlung dieser »agents minéralisateurs« gebildeten Substanzen, indem gewiss manche, durch ihre Hülfe gebildeten Mineralien selbst nicht Fluor, Chlor oder Borsäure in ihrer Zusammensetzung führen, wie es z. B. mit Zirkon, Thorit, Perowskit etc. der Fall sein dürfte.

Es ist nun wahrscheinlich, dass die Exhalationen von Fluor, Chlor und Bor-reichen Verbindungen, welche durch ihre Zersetzung die grosse Anzahl der auf unseren Gängen vorkommenden pneumatolytischen Mineralien (ich bezeichne mit diesem alten Terminus die durch die genannten agents minéralisateurs gebildeten Substanzen) liefern konnten, durch längere Zeiträume während der Gangbildung stattgefunden haben, und dass dementsprechend die durch ihre Vermittlung gebildeten pneumatolytischen Mineralien deshalb theilweise in verschiedenen Stadien der Gangbildung sich absetzen konnten. Dies ist z. B. ganz sicher mit dem Zirkon der Fall gewesen, welcher theils, wie gewöhnlich, als sehr frühe Bildung, theils auch als ziemlich späte Bildung, z. B. in Pseudomorphosen nach Katapleit, auftritt.

Die jetzt berührten Umstände haben also bewirkt, dass, wie schon oben erwähnt, eine absolut bestimmte Reihenfolge der Krystallisation sich für unsere Gänge nicht feststellen lässt; was für den einen Gang gilt, kann nicht ohne Weiteres auf die anderen übertragen werden, und selbst auf einem und demselben Gange ist die Krystallisationsfolge gar nicht absolut genau bestimmt.

Dennoch lässt sich in grossen Zügen eine in den meisten Fällen zutreffende Reihenfolge der Krystallisation der einzelnen Mineralien angeben, wenn man wesentlich nach dem ersten Anfange der Bildung jedes einzelnen Minerals die Reihenfolge ordnet; da jedoch viele der aus den Gängen bekannten Mineralspecies zum Theil ihrer Seltenheit wegen, nur in Gesellschaft mit einer geringeren Anzahl der übrigen zusammen angetroffen worden sind, wird auch die nach diesem Princip versuchte Aufstellung der Gangmineralien nach der Krystallisationsfolge unvollständig und ungenügend. Ich finde es deshalb zweckmässiger, nur die grösseren, deutlich zu unterscheidenden Phasen der Gangbildung schärfer auseinander zu halten, und innerhalb jeder Phase die Krystallisationsreihe nur in allgemeineren Zügen zu skizziren.

Erste Phase der Gangbildung. Phase der magmatischen Erstarrung.

Die erste Phase der Gangbildung umfasst die eigentliche magmatische Erstarrung, wodurch sowohl bei weitem die Hauptmasse der auf den Gängen auftretenden, als die eigentlich gesteinsbildenden Mineralien derselben gebildet sind.

Die Hauptmineralien der Gänge der Grenzzone am Langesundfjord sind, wie oben öfters hervorgehoben: die Feldspäthe, Eläolith, Sodalith in der Regel in Spreustein umgewandelt und bisweilen Cancrinit, ferner Aegirin, Lepidomelan, Barkevikit, von welchen die eine oder die andere Species fehlen kann, in der Regel auch ein wenig Magnetit (als Seltenheit an seiner Stelle Titaneisenerz). Alle anderen Mineralien der Gänge sind als mehr zufällige Bestandtheile anzusehen, obwohl mehrere derselben local auf einzelnen Gängen in nicht unbedeutender Quantität auftreten können.

Unter den Hauptmineralien sind der Magnetit und die genannten dunklen Mineralien, wie in magmatischen eugranitischen Gesteinen gewöhnlich, die ältesten und sind bei weitem zum grössten Theile vor der Erstarrung der aufgezählten hellen Mineralien auskrystallisirt. Dass jedoch auch in dieser Beziehung keine absolut bestimmte Reihenfolge stattfindet, beweisen die im speciellen Theile erwähnten Beobachtungen, dass zwar der Aegirin in der Regel als älter gegenüber dem Eläolith diesen oft in prächtigen Krystallen durchsetzt, während ich umgekehrt auf Stokö auch Eläolith in gegen den Aegirin ausgebildeten Krystallen und sogar in Stücken von Halvveisholmene nördlich von Arö Krystalle von Eläolith in Magnetit beobachtet habe etc.

Unter den verschiedenen dunklen Hauptmineralien pflegen der Aegirin und der Lepidomelan sehr häufig zusammen vorzukommen, ebenso der Barkevikit und der Lepidomelan; dagegen pflegen der Aegirin und der Barkevikit nicht auf demselben Gänge, und, wenn dies doch der Fall, nicht in demselben Theile eines Ganges einander als vollkommen primäre Mineralien zu begleiten. Wenn sie zusammen vorhanden sind, ist häufig der Aegirin der ältere; doch kommt er auch umgekehrt als Pseudomorphose nach dem Barkevikit, zusammen mit Lepidomelan, vor siehe Pierolith.

Unter den hellen Hauptmineralien hat sehr oft der Sodalith (in rothen Spreustein umgewandelt) relativ früh zu krystallisiren angefangen, nach ihm häufig zuerst der Eläolith resp. Cancrinit, welche ungefähr gleichzeitig scheinen; und zuletzt der Feldspath. Indessen findet man auch sehr häufig die umgekehrte Reihenfolge und immer sehr gewöhnlich die überzeugendsten Beweise der gleichzeitigen Krystallisation aller dieser Mineralien.

Schon vor der Krystallisation der Hauptmineralien begann aber oft in grosser Ausdehnung eine Krystallisation zahlreicher Mineralien, welche kaum durch einfache Ausscheidung aus der magmatischen Lösung, aus welcher die Hauptmineralien erstarrten, sondern mit ziemlicher Sicherheit

durch die Mitwirkung besonderer »agents minéralisateurs«, welche oben erwähnt wurden, bei der Zersetzung ihrer Verbindungen sich gebildet haben.

Als derartige durch besondere »agents minéralisateurs*« gebildete Mineralien der ersten Gangbildungsphase dürften folgende Mineralgattungen der Gänge des Langesundfjords angesehen werden können:

	Fluor:	Chlor:	Borsäure:	S	As
Rosenbuschit	5,83	—	—	—	—
Lävenit	3,82	—	—	—	—
Wöhlerit	2,98	—	—	—	—
Hiortdahlit	5,83	—	—	—	—
Mosandrit	2,06	—	—	—	—
Johnstrupit	5,98	—	—	—	—
Pyrochlor	ca. 4,00	—	—	—	—
Melanocerit	5,78	—	3,49	—	—
Karyocerit	5,63	—	4,70	—	—
Tritomit	3—4	—	7—8	—	—
sog. Erdmannit	—	—	ca. 8	—	—
Homilit	—	—	46,54	—	—
Astrophyllit	0,97	—	—	—	—
Flussspath	48,72	—	—	—	—
Eukolit	—	4 bis ca. 2	—	—	—
Sodalith	—	7,34	—	—	—
Helvin	—	—	—	5,74	—
Löllingit	—	—	—	0,37	72,47

Die Zahl der unter Mitwirkung pneumatolytischer Prozesse gebildeten Mineralien ist aber mit den oben aufgezählten nicht erschöpft; hierzu kommen als sicher fluorhaltig der spärlich auftretende Lithionglimmer, ferner als fluor- oder chlorhaltig der Apatit. Auch dürfte gewiss der CO_2 -haltige Cancrinit, welcher ausserdem Spuren von F und SO_3 führt, gewiss ebenso gut wie der Sodalith nicht durch einfache Ausscheidung aus dem Magma allein, sondern auch durch die Theilnahme pneumatolytischer Prozesse gebildet sein.

Ferner dürfen wir mit nicht geringer Wahrscheinlichkeit auch für den Zirkon und die damit analogen Mineralien der Thorit-Orangitgruppe eine Bildung durch pneumatolytische Prozesse annehmen, analog mit der Darstellung des Zinnsteins durch die epochemachenden Versuche Daubrée's; das häufige Zusammenvorkommen von Zirkon mit Flussspath (z. B. an der Südspitze von Stokö, früher in einem losen Blocke reichlich) weist auch direct auf den dabei stattgefundenen Vorgang hin, indem wahrscheinlich ZrF_4

*) Das gleichzeitige Vorhandensein von Bor und Fluor in mehreren dieser Mineralien verdient bemerkt zu werden; vergl. A. Daubrée, *Études synthétiques* etc. 1, 34.

durch die beim Erstarren des wasserreichen Magmas ausgeschiedenen und frei gewordenen H_2O -Dämpfe zersetzt wurde und ZrO_2 und HF lieferte, welches letztere wieder mit im Magma oder in schon ausgeschiedenen Mineralien enthaltenen Calcium Flussspath bildete.

Der schwefelhaltige Helvin kommt fast immer mit reichlichem Flussspath zusammen vor, ebenso der arsenreiche Lällingit stets mit dem arsenreicheren Bismutit.

Dass endlich auch der Xenotim, der Perowskit, der Titanit, und der schwarze Yttergranat alle auch als unter Mitwirkung pneumatohytischer Prozesse gebildete Mineralien anzusehen sind, dürfte nach ihrer Paragenesis sehr wahrscheinlich sein. Dasselbe gilt vom Kataplekt, in dessen Zusammensetzung das wichtigste aller Agents mineralisateurs, das Wasser, ja selbst mit ca. 9%, eingeht.

Die grosse Anzahl der genannten pneumatohytischen Mineralien ist nun auf die ganze erste Phase der Gangbildung vertheilt: einige derselben sind schon sehr früh auskristallisiert, andere recht spät, wieder andere gewiss ziemlich continuirlich in der ganzen ersten Periode der Gangbildung.

Zu den am ersten auskristallisierten Mineralien der Gänge überhaupt gehören die Phosphate, der Apatit und der Xenotim: der Apatit durchsetzt gewöhnlich in Nadeln alle Mineralien, so auch den Magnetit und den Aegirin, welche sonst zu den Altsen gehören, doch besitzt ich andererseits auch eine Stufe, wo ein mehrere Millimeter dicker Apatitkristall auf einem vorher gebildeten Aegirinkristalle angewachsen gewesen ist.

Unter den Zirkongruppen ist der Rosenbuschit wohl der Altsen, dann folgt der Lavenit, obwohl auch der Wöhlerit und der Bismuthit beide sehr früh auskristallisiert sind; der Rosenbuschit ist gewöhnlich älter, sowohl gegenüber dem Aegirin als dem Lepidomeilan, und auch älter als der Bismutit.

Ziemlich früh auskristallisiert sind in der Regel auch der Pyrochroit, der Titanit, der Perowskit, der Melanocerit, der Karyocorit, der Tritomit und der sogenannte Erismannit. Von dem Zirkon wurde oben gesprochen.

Der Astrophyllit ist gewöhnlich auch dem Aegirin und Lepidomeilan, wie auch nach dem Kataplekt gebildet und ferner auf den Gängen Eikathomens z. B. gewöhnlich älter als der Eukalit.

Zu den relativ später gebildeten pneumatohytischen Mineralien gehören der Eukalit und zum Theil auch der Yttergranat, der Helvin, der Sodalith und der Canerit. Diese Mineralien sind fast immer jünger als der Aegirin, und in der Regel, doch keineswegs immer, älter als der Feldspath, so habe ich z. B. Feldspathkristalle im Eukalit beobachtet.

In der ersten Phase der Gangbildung wurden also nach dem Obenstehenden folgende Mineralien zur Ausbildung gelangt sein:

Apatit, Xenotim;
 Titanit, Pyrochlor, Zirkon, Thorit etc.;
 Magnetit, Eisenglanz (?), Titaneisenerz, Löllingit;
 Rosenbuschit, Låvenit, Wöhlerit, Hiortdahlit, Aegirin;
 Barkevikit, Ainigmatit (?), Arfvedsonit, Lepidomelan;
 Mosandrit, Johnstrupit;
 Kataplekt, Natronkataplekt, Melanocerit, Karyocerit, Tritomit, Erdmannit;
 Astrophyllit, Perowskit;
 Lithionglimmer, Helvin, Eukolit, Yttergranat, Homilit, Flussspath;
 Sodalith;
 Cancrinit, Eläolith;
 Feldspäthe (Natronorthoklas, Orthoklas und Mikroklin, Albit, Mikropetherit);

im Ganzen also ungefähr 40 Mineralspecies, deren Anzahl vielleicht noch durch einige andere vermehrt werden könnte. Die Reihenfolge, in welcher sie oben aufgezählt sind, entspricht ungefähr, aber auch nur ungefähr, der Krystallisationsfolge; eine absolut bestimmte Krystallisationsfolge findet sich, wie oben auseinandergesetzt, nicht.

Zweite Phase der Gangbildung. Hauptphase der pneumatolytischen Mineralien.

Beim Abschlusse der ersten Periode der Gangbildung müssen wir uns die Gangmasse der Gänge als in der Hauptsache fertig gebildet denken; sie muss dann aus einem festen, in der Regel ziemlich grob- bis grosskörnigen Gestein mit etwas drusiger Structur bestanden haben.

Die pneumatolytischen Exhalationen der Verbindungen von Fluor, Chlor, Borsäure, Schwefel etc., welche durch die ganze erste Phase der Gangbildung das flüssige Magma durchdrungen hatten, hörten nicht mit der Bildung des festen Ganggerüstes auf; im Gegentheil müssen wir uns gewiss vorstellen, dass dieselben continuirlich fort dauerten. Eine ganz scharfe Grenze zwischen der ersten und zweiten Phase der Gangbildung konnte deshalb kaum erwartet werden, und eine solche ist auch nicht vorhanden; gewisse der pneumatolytischen Mineralien (z. B. Flussspath, Homilit), welche in der ersten Phase der Gangbildung durch pneumatolytische Processe in dem mit Magma gemischten Krystallbrei sich absetzten, wurden nun beim Fortdauern derselben Processe zum Theil noch in den Drusenwänden des verfestigten Gesteins ausgeschieden. Während aber die Erstarrung der Hauptgangmineralien aus dem Gesteinsmagma (Ausscheidung mittels Abkühlen der magmatischen Lösung) in der ersten Phase der Gangbildung die Hauptsache war, ist in der zweiten Periode die Mineralbildung bei weitem zum grössten Theile wohl einer Mitwirkung pneuma-

tolytischer Prozesse oder einem Absetzen von Mineralsubstanz aus circulirenden Lösungen zuzuschreiben. Ich verstehe unter dem ersten Begriffe indessen nicht ausschliesslich Mineralbildung durch Zersetzung dampfförmiger Verbindungen, sondern auch eine Combination einer solchen mit Absatz aus circulirenden Lösungen, ebenso wie in der ersten Gangbildungsphase die pneumatolytischen Prozesse in Verbindung mit einem Ausscheiden beim Abkühlen des Gangmagmas die Bildung einer Anzahl Mineralien vermittelt haben dürften (z. B. Sodalith etc.).

Als eine Phase pneumatolytischer Mineralbildung im verfestigten Gestein muss diese zweite Periode der Gangbildung hauptsächlich und in erster Linie durch eine Ausfüllung der vorhandenen Drusenräume charakterisirt sein. Wir finden dies auch dadurch bestätigt, dass einzelne der dieser Bildungsphase angehörigen Mineralien in grosser Ausdehnung eben als Drusenausfüllung auftreten; die übrigen spärlicher auftretenden Mineralien dieser Phase sind ebenfalls in der Regel auf Drusen des älteren Ganggesteins abgesetzt; sie sind überhaupt durch ihr Auftreten, sowie durch den Umstand, dass sie der Hauptsache nach immer jünger als sämtliche der ersten Bildungsphase angehörigen Mineralien sind, zu erkennen; doch hatte zum Theil wenigstens die Feldspathbildung noch nicht aufgehört, als schon die Bildung des Melinophan und Leukophan etc. anfang (s. im spec. Theile S. 258).

Die wichtigsten in dieser zweiten Periode auftretenden Mineralien sind ihrer Bildung gemäss selbst reich an Fluor, Borsäure oder Schwefel.

	Fluor:	Borsäure:	Schwefel:
Melinophan	5,43	—	—
Leukophan	5,94	—	—
Flussspath	48,72	—	—
Turmalin	ca. 0,75	ca. 9,00	—
Cappelenit	—	17,13	—
Homilit	—	16,54	—
Datolith	—	24,88	—
Nordenskiöldin	—	25,33	—
Hambergit	—	37,16	—
Molybdänit	—	—	41,03
Zinkblende	—	—	33,00
Eisenkies	—	—	53,33
Bleiglanz	—	—	13,40
Kupferkies	—	—	34,89

Von diesen Mineralien ist ein Theil der borreichen wohl älter als die wichtigsten der Fluorverbindungen, Melinophan und Leukophan; von diesen Mineralen dürfte wieder der Melinophan der ältere sein, obwohl dies nicht

sicher entschieden werden konnte, da diese beiden nahe verwandten Species niemals zusammen angetroffen wurden.

Die genannten schwefelhaltigen Mineralien dürften dagegen wohl sämtlich (vielleicht ausgenommen der Molybdänit) jünger als der Leukophan und der Melinophan sein; ich habe dieselben z. B. auf Låven niemals im Leukophan idiomorph begrenzt vorgefunden, dagegen häufig in Zeolithen. Sicher ist, dass sie älter als die Zeolithbildung sind oder jedenfalls ihre Bildung vor derjenigen der Zeolithe angefangen hatte. Ich habe deshalb den Absatz dieser schwefelhaltigen Erze im Anschlusse an die übrigen pneumatolytischen Drusenausfüllungen als diese zweite Phase der Gangbildung abschliessend angesehen.

Dass Flussspath in dieser Phase, wie auch in der vorigen, gebildet wurde, ist sicher; an mehreren Vorkommnissen fand ich Krystalle von Flussspath, auf Feldspath gegen Zeolithe ausgebildet, als unmittelbar vor der Zeolithbildungsphase abgesetzt; auch in grösserer Masse als Drusenausfüllung zwischen den jüngsten Mineralien der ersten Phase findet er sich an mehreren Stellen bei Barkevik, wo Leukophan und Melinophan nur als grosse Seltenheit vorkommen, so z. B. an dem im speciellen Theile S. 244 beschriebenen Fundorte der gut ausgebildeten Krystalle des Canerinit; er spielt hier vollkommen die Rolle des Leukophan.

Mit den oben genannten Mineralien ist aber die Anzahl der in dieser Phase gebildeten Mineralien gewiss nicht erschöpft. So habe ich z. B. den durch die ganze erste Bildungsperiode hindurch auskrystallisirten Zirkon auch (immer nur in pyramidalen Krystallen, *P* allein oder *P* mit schmaler Abstumpfung von ∞P) auf Krystallen von Feldspath in ursprünglich offenen Drusenräumen und von Zeolithen bedeckt, auf eine solche Weise vorkommend gefunden, dass ich seine Bildung mit grösster Wahrscheinlichkeit auf diese zweite Phase beziehen möchte. Dasselbe gilt auch für den Helvin, welcher namentlich an einem der Vorkommen von Ober-Arö in ganz analoger Weise auftritt. Wahrscheinlich trifft das Gleiche auch zu bei gewissen Vorkommen von nadelförmigen, auf Feldspath und von Zeolithen bedeckt sich findenden Aegirinkryställchen.

Dass übrigens in dieser Bildungsphase schon ein Absatz aus auf den Drusenräumen circulirenden Lösungen, gleichzeitig mit der Bildung mehr rein pneumatolytischer Mineralien stattgefunden haben muss, ist durch mehrere Beobachtungen nachgewiesen. So ist in erster Linie vielleicht der Datolith, welcher nur in orientirten Krusten auf Homilit gefunden worden ist, zu erklären; ferner theilweise der Albit, in Krystallen und orientirten Krusten auf Feldspäthen der älteren Phase (z. B. zusammen mit Helvin auf Ober-Arö entschieden früher als die ältesten Zeolithe gebildet).

Die reichliche Ausfüllung der beim Abschlusse der ersten Bildungsphase hinterlassenen offenen Drusenräume mittels Melinophan, Leukophan,

Flussspath etc., zeigt, dass bedeutende Quantitäten von Verbindungen von Fluor, Bor etc. wahrscheinlich als Gase und gewiss auch in Lösungen auf den Gängen circulirt haben müssen. Es wäre dann natürlich von vorn herein zu erwarten, dass derartige kräftige Agentien auch in grossem Umfange Umwandlungsprocesse der schon gebildeten Gangmineralien veranlassen mussten.

In der That finden wir auch, dass die Mineralien der ersten Phase der Gangbildung oft sehr durchgreifend und auf mancherlei Weise zersetzt und umgewandelt sind, wie es im speciellen Theile bei den einzelnen Mineralien in der Regel recht vollständig besprochen wird. In jedem einzelnen Falle zu entscheiden, in welcher Gangbildungsphase diese verschiedenen Umwandlungsprocesse sich abspielten, dürfte aber nicht immer leicht sein; vielleicht setzen die Umwandlungsvorgänge auch durch mehrere Phasen continuirlich oder mit Unterbrechungen fort.

Einzelne der am meisten auffallenden Umwandlungsprocesse dürften schon in der ersten Gangbildungsphase vor sich gegangen sein. Zu derartigen Processen möchte ich die peripherische Umwandlung des Barkevikit in Aegirin und Lepidomelan (Pterolith), oft unter reichlicher Begleitung von Flussspath, rechnen; ich bin geneigt, diese Umwandlung wesentlich als eine magmatische Resorption anzusehen, namentlich deshalb, weil analoge Umwandlungsprocesse im Laurvikit kaum auf andere Weise gedeutet werden können.

Für eine ganze Reihe anderer Umwandlungsprocesse, welche wahrscheinlich durch die Einwirkung fluorhaltiger Verbindungen in Lösungen vermittelt worden sein dürften, wie aus der oft sehr reichlichen Neubildung von Flussspath hervorgeht, auch dann, wenn das betreffende Mineral selbst arm an Fluor oder ohne solches war, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob die Umwandlung schon am Ende der ersten Gangbildungsphase angefangen hat oder ob sie wesentlich oder ausschliesslich während der zweiten Phase vor sich ging. Als derartige Umwandlungen sind zu erwähnen:

- die Umwandlung des Mosandrit (S. 79 des spec. Theiles),
- die Umwandlung des Låvenit (l. c. S. 348—349),
- die Umwandlung des Kataplekt in Zirkon (l. c. S. 405),
- die Umwandlung des Eukolit (l. c. S. 507).

Dass diese sämtlichen Umwandlungsprocesse nicht wohl jünger, als die zweite Gangbildungsphase sein können, ist sehr wahrscheinlich: wenn daran erinnert wird, dass Flussspath niemals selbst als gleichzeitig mit den Zeolithen unserer Gänge, noch weniger aber nach diesen gebildet angetroffen wurde, so zeugt schon die reichliche Flussspathbildung der genannten Pseudomorphosen bestimmt dafür. Noch mehr aber ist in dieser Beziehung die reichliche Bildung von Mineralien wie Zirkon immer in

Pyramiden), Aegirin etc. bei mehreren derselben von entscheidender Bedeutung.

Eine sehr verbreitete Umwandlung, welche bestimmt dieser Bildungsphase gehört, ist diejenige des Eläolith in Sodalith (s. S. 223—232 des speciellen Theiles); wie l. c. ausführlich auseinandergesetzt wird, ist es wahrscheinlich, dass dieselbe durch die Einwirkung heisser *Na Cl*-haltiger Lösungen auf den Eläolith vermittelt wurde.

Endlich ist hier auch noch an eine ziemlich verbreitete Bildung von Albit in dem Mikroperthit der Gänge zu erinnern. Der im Mikroperthit auftretende Albit kommt auf verschiedene Weise vor; theils als offenbar primäre Bildung, gleichzeitig mit dem Orthoklas oder Mikroklin, mit welchem er verwachsen ist, gebildet, theils auch sicher secundär; von diesem secundären Albit ist wieder ein bedeutender Theil ganz gewiss als eine später eingedrungene Spaltenausfüllung aufzufassen. Die Spalten scheinen jedoch theilweise nicht in der Breite offen gewesen zu sein, in welcher der Albit abgesetzt ist, sondern der Kalifeldspath ist wohl längs feiner Spalten durch die Einwirkung natriumhaltiger Lösungen in Albit umgewandelt worden. Dieser durch secundäre Mikroperthitbildung bei dem Zersetzen des Orthoklas entstandene Albit unterscheidet sich unter dem Mikroskope bisweilen recht deutlich von dem Albit des primären Mikroperthit. Dass diese secundäre Mikroperthitbildung schon vor dem Absatze der Zeolithe angefangen hat, wird dadurch bewiesen, dass sowohl Flussspath als Analcim und andere jüngere Zeolithe in den, durch die gleichzeitig mit dieser Mikroperthitbildung bisweilen gebildeten Auslaugungshöhlungen im Feldspath abgesetzt wurden. Auch findet man bisweilen, dass der Albit des Mikroperthit später während der Zeolithphase wieder wegerodirt ist, wobei ganz zellige, schwammähnliche, poröse Feldspathreste resultirten. Vielleicht dürfte ein geringer Theil des Analcim der Drusenräume eben auf Kosten des ausgeaugten Albit entstanden sein.

Fassen wir also das Obenstehende kurz zusammen, so sehen wir, dass die zweite Gangbildungsphase theils durch den Absatz einer Anzahl durch pneumatolytische Processe und aus Lösungen ausgeschiedener Mineralien auf Drusenräumen, theils durch eine Umwandlung und Zerstörung verschiedener der in der ersten Phase gebildeten Mineralien charakterisirt ist.

Die gesammte Anzahl der dieser zweiten Periode angehörigen Mineralien anzugeben, ist mir nicht möglich; dass folgende Mineralien derselben angehören, dürfte aber sehr wahrscheinlich sein:

Homilit, Turmalin, Cappelinit, Nordenskiöldin, Hambergit;
Datolith, Flussspath;

Mellinophan;
 Leukophan;
 Melalith;
 Helvin, Zirkon, Aegirin, Albit; Quarz (?);
 Molybdänit, Kupferkies;
 Eisenkies, Zinkblende, Bleiglanz.

Im Ganzen also ungefähr 20 Mineralspecies, deren Anzahl gewiss durch nähere Untersuchung vermehrt werden dürfte; die Reihenfolge, in welcher sie oben angeführt sind, dürfte auch ungefähr ihrem relativen Alter entsprechen.

Dritte Phase der Gangbildung. Phase der Zeolithbildung.

Unter der fortgesetzten Abkühlung der Gänge und ihrer Umgebungen mussten sich nach und nach die Bedingungen für die Mineralbildung immer mehr ändern; schließlich scheinen die pneumatolytischen Exhalationen, welche zuerst hauptsächlich aus Fluor-, Chlor- und Bor-reichen, dann auch aus schwefelhaltigen Verbindungen bestanden haben müssen, nach und nach aufgehört zu haben, und die circulirenden Lösungen sind deshalb vorzugsweise wässrige Lösungen geworden, welche bei relativ niedrigerer Temperatur in den früher gebildeten Gangmineralien die unter diesen veränderten Bedingungen unmöglichen Umsetzungen zu vermitteln streben. Die Produkte des Mineralabbaues auf noch offenem (aber durch die zerstörte Kluft abgedrückt), Drusenräumen, sowie die Produkte der Brauchumwandlung der früher gebildeten Gangmineralien mussten jetzt abgebaut werden; die Brauchhaltung lehrt, dass fast ausschließlich wässrige, salzige, silicische, Zeolithische Abbae gebildet worden sind. Ebenso wenig, wie wir zwischen der ersten und der zweiten Phase scharfe Grenzen annehmen können, ebenso wenig dürfen wir die zweite und die dritte Phase der Gangbildung als gegen einander scharf abgegrenzt ansehen. So hat in der That die Bildung der schwefelhaltigen Erze auch nach dem Ausfalle der Zeolithbildung sich fortgesetzt als Beispiel können erwähnt werden. Sofer, wie Kalkcarbonaten mit Bleiglanz im Natronit, deutlich gleichartig mit diesen gebildet, was einen natürlichen Uebergang zwischen der letzten Phase zu vermitteln scheint.

Dass die Zeolithe bei relativ niedrigeren, obwohl nicht gewöhnlicher Temperatur sich gebildet haben, ist schon durch die Untersuchungen von Thuytzen, Brögger, v. Schulten u. W. schon nachgewiesen. Wahrscheinlich hat daher die uncessirte Verringerung der Temperatur bei fortgesetzter Mineralbildung in der Weise der Zeolithbildung bedingend beigetragen. Zeolithe sind, wenigstens innerhalb eines etwas höherer, unterer Temperaturbereiches, eines niedrigeren Temperaturbereiches, bildet, kann man, jedenfalls scheint deutlich, um zunächst, die zweite, bestimmte

Reihenfolge der Zeolithe, welche überall auf den syenitpegmatitischen Gängen der Grenzzone der Hauptsache nach constant ist, erklärt werden zu können.

Die Reihenfolge ist für die Absätze von Zeolithen auf offenen Drusenräumen in der Regel die folgende:

Analcim;	
Eudidymit;	
Natrolith;	Thomsonit;
	Desmin;
Apophyllit.	

Von allen auf den offenen Drusenräumen gebildeten Zeolithen ist der Analcim der älteste und auch der am meisten verbreitete auf unseren Gängen. Wie Lemberg nachgewiesen hat, bildet sich der Analcim sehr leicht auf Kosten verschiedener natronreicher Silicate durch den Einfluss natronhaltiger Lösungen bei etwas höherer Temperatur. Friedel und Sarasin (Compt. rend. 1883, 97, 290)*) erhielten schöne Krystalle von Analcim durch Erhitzen der Bestandtheile des Albit mit Wasser bis 400°; A. v. Schultén (Bull. d. l. soc. min. d. France 1880, 3, 450)**) erhielt durch 18stündiges Erhitzen einer Lösung von Natronsilicat oder von Natron in zugeschmolzenen Röhren eines thonerdehaltigen Glases bei 180°—190° bis 0,4 mm grosse Analcimkrystalle, ferner auch (ibid. 1882, 5, 7)**) durch Erhitzen (während 17 Stunden bis zu 180°) von Natronsilicat und Natronaluminat in dem der Zusammensetzung des Analcim entsprechenden Verhältnisse in kalkhaltigem Wasser in verschlossenen Kupferröhren. Erinnern wir uns ferner, dass unter den von Daubrée beobachteten natronreichen Zeolithen von Plombières (wo die Thermenwasser, welche hier die in recenter Zeit gebildeten Zeolithe absetzten, nur ca. 70° zeigen) nicht der Analcim sich befand, so dürfte es kaum zu gewagt sein, die Temperatur, bei welcher die reichlichen Absätze des Analcim auf unseren Gängen erfolgten, auf mehr als 70°, vielleicht auf ca. 200° zu schätzen.

Der Analcim ist offenbar in grösster Ausdehnung auf Kosten des Eläolith gebildet worden; zum Theil haben aber auch andere natronreiche Silicate, namentlich Sodalith und Albit, zur Analcimbildung Veranlassung gegeben, wie unten kurz erwähnt werden soll. Wo er aus dem Eläolith gebildet ist, scheint gleichzeitig mit seiner Entstehung zum Theil so viel Substanz weggeführt worden zu sein, dass wahrscheinlich dadurch neue offene Drusenräume gebildet wurden, auf welchen ausser dem Analcim später auch andere Mineralien sich absetzen konnten. Zum Theil ist der Analcim aber ganz sicher auf älteren, präexistirenden Drusenräumen abgesetzt, denn er sitzt häufig auf Krystallen von z. B. Leukophan und Fluss-

*) S. diese Zeitschr. 10, 644.

**) S. ebenda 5, 499 resp. 8, 400.

späth der zweiten Phase der Gangbildung. Wo überhaupt Zeolithe auf den Drusenräumen der Gänge vorkommen, fehlt der Analcim selten vollständig, dennoch findet man bisweilen, dass die jüngeren Zeolithe direct auf anderen älteren Mineralien abgesetzt sind und dass der Analcim fehlt.

Der nächste Zeolith in der Reihenfolge ist der Enditymit; derselbe ist nur aus einem einzigen Gange auf der Insel Öber-Årö bekannt. Er sitzt hier auf Analcim und ist selbst von Natrolith bedeckt, welcher seinerseits wieder vom Apophyemite bedeckt ist. Älther als der Analcim ist Flussspath im guten Krystallen 300. Der Analcim ist hier offenbar auf Kosten des Elialith des Ganges gebildet, vielleicht auch durch die Zersetzung von Albit im Märgerschiefer, und bedeckt so der einen Seite des Ganges die Wände kugelförmiger Drusenräume vollständig; diese Drusenräume scheinen offenbar durch Auslaugung grösserer Elialithkrystalle aus sich auch kugelförmige Massen vom frischen, grossen Elialith gebildet. Das Auftreten des Enditymit, eines an Beryllium reichen Zeolith, ausschliesslich auf diesem einem Gange, ist sehr auffällig, man muss sich die Frage vorlegen, weshalb er nicht ebenso gut wie der Analcim und der Natrolith auch auf anderen Gängen vorhanden ist. Er muss wohl oder Wahrscheinlich auch auf Kosten eines älteren berylliumhaltigen Minerals gebildet sein. fragt man sich, welches, so kann man eigentlich nur an die in weiterer Verbreitung auftretenden Mineralien Melinophan und Leukophan denken. Der Enditymit-führender Gang liegt nun auch innerhalb des Leukophan- und in der Nähe des Melinophan-führenden Strahles der Grenzzone s. unten), und so auffälliger ist es, dass keines dieser Mineralien auf dem Gange beobachtet wurde. Es wäre nun vielleicht denkbar, dass oben der vollständigen Auslaugung wegen, welche wieder zur Bildung des Enditymit das Material abgegeben hatte, kein Melinophan oder Leukophan mehr im Gange erhalten sei; wenn aber diese Erklärung richtig wäre, müsste es andererseits ausserordentlich auffällig sein, dass in anderen Vorkommen unserer Gänge auch nicht die geringste Spur von Enditymit entdeckt worden ist; dies beruht jedenfalls sicher nicht darauf, dass die Zeolithvorkommnisse in dieser Beziehung nicht hinreichend durchsucht sind, denn die sehr hohen Preise, womit die wenigen gefundenen Enditymitstufen bezahlt wurden, haben eben eine sehr genaue Durchmusterung der Zeolithvorkommnisse durch die Sumter veranlasst, welche aber ganz ohne Resultate blieb. Obwohl deshalb die Erklärung des Auftretens des Enditymit durch vollständige Auslaugung von früher auf dem Gange vorhanden gewesenem Melinophan oder Leukophan die einzige ist, welche mir einigermaßen wahrscheinlich dünkt, so bietet auch diese Erklärung nicht unerhebliche Schwierigkeiten und sein Vorkommen bleibt deshalb überhaupt bis jetzt ziemlich räthselhaft.

Die normale Reihenfolge der Zeolithen auf den Drusenräumen unserer Gänge zeigt nach dem Analcim den Natrolith; dieser ist offenbar in

vielen Fällen deutlich auf Kosten theils namentlich des Sodalith, theils des Cancrinit und zum Theil auch des Eläolith und anderer natronreicher Silicate gebildet. Es verdient daran erinnert zu werden, dass unter den von Daubrée bei Plombières nachgewiesenen bei ca. 70° gebildeten Zeolithen auch der Natrolith sich befand.

Wahrscheinlich gleichzeitig oder ungefähr gleichzeitig mit der Bildung des Natrolith hat auch diejenige des Thomsonit begonnen; er findet sich fast immer ausschliesslich auf secundären, durch Auslaugung entstandenen kleinen Drusenräumen im Eläolith und ist deshalb gewiss jedenfalls theilweise auf Kosten dieses Minerals gebildet. Ich habe niemals den Natrolith und den Thomsonit auf die Weise zusammen in Drusenräumen vorgefunden, dass ihr gegenseitiges Altersverhältniss mit voller Sicherheit beobachtet werden konnte; da der Thomsonit aber so häufig auf Drusenräumen im Hydronephelitspreusteine, welcher zugleich Natrolith enthält, auftritt, so ist er aller Wahrscheinlichkeit nach auf den Drusenräumen etwas jünger als der Natrolith. Ausnahmsweise ist Thomsonit von abweichender Ausbildung auch nach dem Apophyllit abgesetzt.

In einer einzigen dem Reichsmuseum angehörigen Stufe aus einem unbekannten Vorkommen von unseren Gängen sitzen auf den Thomsonitnadelchen als jüngere Bildung feine Blättchen von Desmin auf einem secundären Drusenraume in aus Eläolith gebildetem Hydronephelitspreustein.

Jünger als der Natrolith ist an allen Vorkommnissen, wo er auftritt, der Apophyllit; er ist jedoch im Vergleiche mit den natronreichen Zeolithen: dem Analcim und dem Natrolith, fast immer nur ganz untergeordnet vorhanden. Mit Desmin zusammen habe ich denselben nicht beobachtet; es ist deshalb nicht möglich mit Sicherheit zu sagen, ob der Desmin oder der Apophyllit der ältere von beiden ist; nach der Art des Vorkommens zu urtheilen dürfte jedoch der letztere mit einiger Wahrscheinlichkeit fast immer als der jüngste aller Zeolithe unserer Gänge anzusehen sein. Auch der Apophyllit gehört zu den von Daubrée nachgewiesenen, bei nur ca. 70° in neuer Zeit gebildeten Zeolithen von Plombières.

Vergleicht man die gewöhnliche Altersfolge der Zeolithe auf den Drusenräumen mit der chemischen Zusammensetzung derselben (wobei von dem Eudidymit abgesehen wird):

	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Ca O	Na ₂ O	H ₂ O	K F.
Analcim	54,54	23,20	—	44,09	8,47	—
Natrolith	47,36	28,86	—	16,32	9,46	—
Thomsonit *)	38,73	30,84	43,42	4,39	43,09	—
Desmin	57,51	16,34	8,94	—	17,24	—
Apophyllit	53,00	—	24,70	—	45,88	6,42

*) Von Kaden.

so ergibt sich, dass die ältesten Zeolithe natronreich, die jüngeren reicher an Kalk sind; der Wassergehalt ist im Ganzen in den jüngeren grösser als in den älteren. Die in der Regel jüngsten Zeolithe sind ferner thon-erdearm oder thondefrei:

Gleichzeitig mit dem Absatze von Zeolithen auf Drusenräumen hat in grösstem Umfange auch eine Reihe sehr durchgreifender Umwandlungsprocesse der älteren Hauptgangmineralien, wobei namentlich Zeolithe gebildet wurden, stattgefunden. Diese Umwandlungsprocesse, welche im speciellen Theile beschrieben werden, sind namentlich folgende:

Eläolith in Analcim und später

Eläolith in Hydronephelit (Ranit) oder richtiger in ein Gemenge von Hydronephelit, Natrolith, Thomsonit, Analcim, Diaspor etc.

Sodalith in Natrolith (Spreustein), ebenfalls unter Bildung von Hydronephelit, Diaspor etc. Bei diesem Processe scheint auch der Hydrargillit vorzugsweise gebildet worden zu sein.

Cancrinit in Natrolith (Spreustein). Vielleicht ist auch aus Sodalith theilweise Analcim gebildet worden; sicher ist, dass auch aus einem der dunklen Mineralien der Gänge, nämlich aus:

Aegirin ebenfalls Analcim gebildet wurde; diese Pseudomorphose ist jedoch nur in geringer Verbreitung nachgewiesen.

Umgekehrt ist bei der Umwandlung des Eläolith in Analcim theilweise in geringer Menge auch ein Pyroxenmineral der Aegirinreihe, wahrscheinlich jedoch viel eisenärmer als der Aegirin selbst, entstanden; eine ähnliche Neubildung und ausserdem eine solche von braunem Glimmer begleitet auch die Umwandlung des ursprünglichen Aegirin in Analcim. Aegirin ist übrigens auch selbst in dieser Phase in kleinen Nadelchen auf Analcim und Natrolith in Drusenräumen (z. B. auf einem Gange der Insel Risö) gebildet worden.

Uebrigens sind auch schon andere wasserhaltige Silicate, als Zeolithe, mit diesen zusammen entstanden; so wurde im sogenannten »Eisennatrolith« als Einschluss ein dem Stilpnomelan ähnliches Mineral beobachtet; auch fand sich an unseren Vorkommen (namentlich Risö, Sigtesö) mit dem Analcim und Natrolith zusammen ein vollkommen wie Seladonit (Grünerde) sich verhaltendes Mineral, sogar wie es scheint theilweise vor dem Analcim abgesetzt. Es sind diese eisenhaltigen Silicate offenbar auf Kosten der dunklen primären Hauptmineralien der Gänge gebildet.

Quarz ist in der normalen syenitpegmatitischen Grenzzone nur äusserst selten und nur als Drusenraumausfüllung vorhanden; ich habe denselben niemals mit Zeolithen zusammen vorgefunden und kann deshalb nicht angeben, ob er vielleicht durchgehends älter oder vielleicht auch gleichzeitig

oder jünger, als die Zeolithbildung ist; er ist jedenfalls, wie mehrere Vorkommnisse zeigen, älter als die Carbonatbildung. Bei den Eishäusern bei Barkevik fand ich Quarzkrystalle, mit Flussspath bedeckt; hier gehörte der Quarz demnach gewiss schon der zweiten Phase der Gangbildung an.

Fassen wir das Obenstehende kurz zusammen, so ergibt sich, dass während der Phase der Zeolithbildung namentlich folgende Mineralien gebildet wurden:

(Schweflige Erze);
Grünerde (?) und Stilpnomelan (?);
Analcim;
Eudidymit;
Hydronephelit, Natrolith, Thomsonit;
Aegirin, Biotit; Diaspor, Hydrargillit;
Desmin;
Apophyllit.

Vierte Phase der Gangbildung. Phase der Fluocarbonate und Carbonate etc.

Nur in geringen Spuren lässt sich auch nach der Bildung der jüngsten Zeolithe ein letzter Absatz von Mineralien auf den nicht vollständig ausgefüllten Drusenräumen nachweisen.

Der jüngste der Zeolithe, der Apophyllit, ist selbst ein wenig fluorhaltig; so sind auch die wahrscheinlich bei noch niedrigerer Temperatur zuerst nach den letzten Zeolithen gebildeten Carbonate nicht einfache, sondern Fluocarbonate. Es sind dies die beiden merkwürdigen, leider nur unvollständig bekannten Mineralien

Weibyeit
Parisit

welche an einem einzigen Vorkommen, auf dem Eudidymit führenden Gänge von Ober-Arö, namentlich auf Analcim, Eudidymit und Natrolith sitzend beobachtet wurden. Sie sind gewiss (wie der Apophyllit) aus Lösungen abgesetzt.

Als die jüngste Bildung auf den Drusenräumen, vielleicht schon fast bei gewöhnlicher Temperatur abgesetzt, findet man hier und da Kalkspath, gewöhnlich nur derb, seltener in idiomorphen Krystallen, z. B. auf Natrolith von Risö (00R . 0R); nur Spuren eines chloritähnlichen (?) Minerals habe ich auf dem Kalkspath als noch jüngeren Absatz beobachtet.

Eine Reihe von Umwandlungsprocessen, bei welchen auch die Zeolithe zersetzt und zerstört wurden, dürften ebenfalls dieser vierten Phase der Gangbildung zuzurechnen sein.

Hierzu gehört in erster Linie die Umwandlung verschiedener Alkalithonerdesilicate in Kaolin. Im speciellen Theil werden beschrieben:

Umwandlung des Feldspath in Kaolin

-	-	Eläolith	-	-
-	-	Analcim	-	-

Auch aus Cancrinit und Sodalith ist in geringer Ausdehnung schliesslich Kaolin entstanden.

Vielleicht ist auch die im speciellen Theile beschriebene Umwandlung des Eläolith in Kaliglimmer, ebenso wie die Umwandlung des Feldspath in Muscovit, dieser Phase angehörig. Ob dieselbe älter oder jünger als die Kaolinbildung ist, konnte ich nicht entscheiden.

Auch die Umwandlung des Feldspath in Epidot, welche übrigens sehr spärlich vorkommt, dürfte wohl hier ihren Platz finden.

Endlich wäre wohl auch die Umwandlung des Lepidomelan in ein Mineral der Chloritgruppe, ebenso des Astrophyllit in ein anderes eisenarmes Mineral der Chloritgruppe (?) unter Ausscheidung von Eisenoxydhydrat hier einzufügen.

Die zuletzt erwähnten Umwandlungsprocesse sind grösstentheils derartige, welche schon der gewöhnlichen, durch den Einfluss der Atmosphären unter gewöhnlicher Temperatur vor sich gehenden Verwitterung zugeschrieben werden können, Processe, welche noch jeden Tag ihre zerstörende und neubildende Wirksamkeit in der Oberfläche fortsetzen. Die erdigen, durch die Tagesverwitterung sich bildenden Umwandlungsproducte von Hiortdahlit, Mosandrit, Eukolit etc., welche auch Oxydhydrate von seltneren Erden enthalten, gehören ebenfalls hierzu; diese habe ich nicht näher untersucht.

Mit Absicht ist im Vorhergehenden keine scharfe Grenze zwischen dem Absatze der Fluocarbonate und Carbonate und den gewöhnlichen Verwitterungserscheinungen gezogen, da ich es für richtiger halte, den gewiss ganz langsamen Aenderungen der Bildungsbedingungen seit der Krystallisation der Fluocarbonate bis zu der heutigen Verwitterung dadurch Rechnung zu tragen, dass alle diese letzten Mineralbildungs- und Umwandlungsprocesse, wodurch aus Lösungen bei jedenfalls nicht hoher, grösstentheils wohl fast gewöhnlicher Temperatur zuerst Fluocarbonate und Carbonate, dann (wahrscheinlich in etwas grösserer Tiefe) Muscovit, Kaolin, Epidot, ferner über Tage chloritische Mineralien, Eisenoxydhydrat und andere Oxydhydrate gebildet wurden, unter gemeinsamem Gesichtspunkte als die letzte vierte Phase der Gangbildung vereinigt werden.

Anhangsweise muss hier schliesslich auch eine ganz besondere Art von Umwandlungsprocessen erwähnt werden, welche wohl wahrscheinlich schon in früheren Phasen der Gangbildung angefangen haben dürften, vielleicht aber auch zum grossen Theile noch in die vierte Phase hinein fortsetzten.

An mehreren Stellen im speciellen Theile wird eine Umwandlung

doppeltbrechender Mineralien in isotrope, amorphe Substanzen*) näher besprochen; derartige Umwandlung wurde bei folgenden Mineralien unserer Gänge vorgefunden:

Apatit (Cerapatit)	Låvenit
Zirkon	Melanocerit
Thorit (mit seinen Derivaten: Orangit, Calciothorit, Eukrasit, Freialith etc.)	Karyocerit
Homilit (Cerhomilit?)	Tritomit (Erdmannit etc.)
	Pyrochlor,

denen wegen der nahe verwandten syenitpegmatitischen Gangbildungen bei Fredriksvärn auch der Polymignyt hinzugefügt werden muss.

In noch grösserer Verbreitung finden wir entsprechende Umwandlungen in amorphe Substanzen bei einer grossen Anzahl Mineralien der sauren granitischen Pegmatitgänge an verschiedenen Orten auf der ganzen Erde; von derartig umgewandelten granitischen Pegmatitgangmineralien können hier erwähnt werden:

Euxenit	Mossit **)
Polykras	Aeschynit
Ännerödrit	Fergusonit
Mengit	Zirkon (Alvit, Cyrtolith, Anderbergit etc.)

*) Auf eine derartige Umwandlung wurde zuerst von Des Cloizeaux aufmerksam gemacht. In seiner Abhandlung »Des propriétés optiques et pyrogénétiques des minéraux connus sous les noms de gadolinites, allanites, orthithes, euxénite, tyrite, yttrotantalite et fergusonite« (Ann. d. chim. et d. phys. 1860, 3. Ser., 59), welche zusammen mit Damour herausgegeben wurde, constatirte Des Cloizeaux zuerst die häufige amorphe Beschaffenheit der im Titel dieser Abhandlung genannten Mineralien; in seinem Man. d. Min. 1874, 2, XIII. charakterisirte er die amorphen Varietäten des Gadolinit als pseudomorphe Umwandlungen des doppeltbrechenden (»On peut donc les regarder comme appartenant à une variété vitreuse, pseudomorphe de la Gadolinite biréfringente«); wenn er hier den Ausdruck »variété vitreuse« braucht, hat er dadurch wohl nicht eine »hyaline«, sondern nur im Allgemeinen eine amorphe Beschaffenheit verstanden. Seine Annahme, dass eben die berylliumfreien Gadolinite amorph wären, hat sich nicht bestätigt. A. Sjögren hat später (Geol. Fören. Förhandl. 1877, 3, 258 bis 262) auch eine Anzahl Gadolinite und Orthite untersucht; er kam bei seiner Untersuchung zu dem gewiss unrichtigen und mit den Gesetzen der physikalischen Krystallographie unvereinbaren Resultate, »dass die betreffenden Mineralien alle ursprünglich amorph gewesen wären, aber aus irgend welcher Ursache später nach und nach eine krystallinische Textur angenommen hätten«. Dies Resultat muss schon deshalb unrichtig sein, weil viele vollkommen isotrope Gadolinite, Orthite etc. eine idiomorphe Krystallbegrenzung besitzen.

**) Eine neue, von mir entdeckte tetragonale, dem Tapiolit analoge, aber wie der Yttrotantalit zusammengesetzte Species von Moss, Norwegen, welche Professor C. W. Blomstrand analysirt hat; das Mineral soll bei späterer Gelegenheit beschrieben werden.

Hjelmit (?)	Thorit (Uranothorit, Auerlith etc.)
Yttrotantalit	Orthit
Samarskit	Gadolinit.

Bei weitem die meisten dieser, sowie der von unseren syenitpegmatitischen Gängen erwähnten, entsprechend umgewandelten Mineralien besitzen eine ziemlich complicirte Zusammensetzung, in welche Elemente, die sonst sehr wenig verbreitet sind, namentlich: Cer, Lanthan, Didym, Yttrium, Erbium etc., also die Elemente der Cergruppe und der Yttriumgruppe, ferner oft Tantal, Niob, zum Theil auch Wolfram, Uran und endlich Thorium und Zirkonium neben anderen gewöhnlicheren Elementen eingehen. Es ist in dieser Beziehung recht auffällig, dass z. B. auch beim Apatit, welcher sonst ausserhalb unserer syenitpegmatitischen Gänge, soviel mir bekannt, niemals derartig amorph umgewandelt ist, diese Art der Umwandlung von einem sonst nicht bekannten Cergehalt des Minerals begleitet ist; ebenfalls finden wir in den Zirkonderivaten Cyrtolith, Anderbergit, Alvit etc. sofort, wenn die amorphe Umwandlung vorhanden ist, auch einen mehr oder weniger reichlichen Gehalt an Yttererden, Ceritoxiden oder anderen dem Zirkon selbst fremden Bestandtheilen. Auch finden wir bei den Cer, Yttrium, Uran führenden Gliedern der Columbitgruppe: dem Euxenit, Polykras, Ännerödit etc., ebenso bei den an Yttrium und Cer etc. reichen Yttrotantalit und Mossit diese amorphe Umwandlung durchgehends, während die, die genannten Elemente nicht enthaltenden, einfacher zusammengesetzten Glieder Columbit, Tantalit, Tapiolit, soviel mir bis jetzt bekannt, niemals eine derartige amorphe Umwandlung zeigen. Dasselbe gilt auch für den Orthit im Verhältnisse zu den übrigen Gliedern der Epidotgruppe, dem Gadolinit im Verhältnisse zu den übrigen Gliedern der Datolithgruppe. Wenn der Homilit oben unter den bisweilen amorph umgewandelten Gliedern dieser Gruppe aufgeführt wurde, muss ich ausdrücklich bemerken, dass es wahrscheinlich nur cerhaltige Homilite sind, welche derartig amorph umgewandelt sind (siehe im speciellen Theile unter Erdmannit S. 496).

Es scheint aus dem Obenstehenden offenbar, dass eben ein beträchtlicher Gehalt an Ceritoxiden und Yttererden in besonderem Grade diese amorphe Umwandlung erleichtert oder vielleicht geradezu bedingt haben dürfte; in einigen Fällen ist dieser Gehalt an Ceritoxiden oder Yttererden vielleicht gar nicht ursprünglich, sondern secundär während der Umwandlung zugeführt (Ceraapatit?). Welche Rolle die Ceritoxyde, resp. Yttererden und ähnlich sich verhaltende Verbindungen bei der amorphen Umwandlung gespielt haben, weshalb ihre Gegenwart ursächlich die Umwandlung veranlasst hat, dürfte recht schwierig nachzuweisen sein.

Sicher ist es, dass diese Umwandlung in eine amorphe Substanz wenigstens in gewissen Fällen ausschliesslich in einer molekularen Umlagerung besteht; dies ist zum Theil beim Gadolinit der Fall. Ich hatte mittels der Thoulet'schen Lösung sowie durch einen Elektromagneten mit speciell für den Zweck regulirter Stromstärke vollkommen reine Substanz von im Dünnschliffe grün durchsichtigem, doppeltbrechendem Gadolinit von Hitterö und ebenfalls grün durchsichtigem, isotropem, amorphem Gadolinit von Ytterby isolirt; durch die mit diesen reinen Substanzen ausgeführten Analysen von Cand. Walfr. Petersson*) wurde für beide fast genau die gleiche Zusammensetzung gefunden und namentlich war auch der ganz kleine Wassergehalt in beiden Vorkommnissen ziemlich nahe gleich (beim Gadolinit von Ytterby 0,37, beim Gadolinit von Hitterö sogar etwas mehr, 0,54 %). Bei Erhitzungsversuchen, welche von Herrn W. Petersson im mineralogischen Institute der Hochschule zu Stockholm ausgeführt wurden, ergab sich nun die interessante Thatsache, dass der isotrope Gadolinit von Ytterby bei höherer Temperatur wieder bleibend doppeltbrechend wurde mit derselben optischen Orientirung, wie der doppeltbrechende Gadolinit von Hitterö, ferner dass das beim isotropen Gadolinit von Ytterby vor dem Erhitzen geringere specifische Gewicht ebenfalls nach dem Erhitzen grösser (= 4,549) und gleich demjenigen des doppeltbrechenden Gadolinit von Hitterö wurde; gleichzeitig mit der Annahme der ursprünglichen doppeltbrechenden Orientirung verglimmt der Ytterbygadolinit stark; der Hitterögadolinit verglimmt dagegen, wenn er frisch und doppeltbrechend ist, nicht. Das Verglimmen des amorphen Gadolinit bei der Umaggregation in eine krystalline Molekularstructur zeigt, dass die Umlagerung unter Freiwerden von Wärme stattfindet. Dies ist schon von G. Rose und Th. Scheerer früher untersucht worden und Beide haben direct ausgesprochen, dass beim Verglimmen des Gadolinit eine molekulare Umlagerung stattfindet. Herr W. Petersson wird in einer besonderen Abhandlung über diese Versuche ausführlich berichten. Es ist durch dieselben bewiesen, dass in diesem Falle nur eine molekulare Umlagerung stattgefunden haben kann. Die bei der höheren Bildungstemperatur krystallinischen (regulären oder doppeltbrechenden) Ceritoxyde, Yttererden etc. enthaltenden Mineralien scheinen also besonders leicht bei niedrigerer Temperatur eine derartige molekulare Umlagerung erlitten zu haben; es ist dies Verhältniss diesen Verbindungen nicht allein eigenthümlich, wir finden ähnliche Verhältnisse auch bei anderen Mineralien, z. B. beim Leucit, beim Tridymit und wie im speciellen Theile dieser Arbeit gezeigt wird, beim Kataplekt etc. Der Unterschied in dem Verhalten bei diesen Umlagerungen und bei denjenigen der an Ceritoxyden und Yttererden

*) Öfvers. af kgl. Sv. Vet.-Ak. Förhandl. 1888, No. 3.

etc. reichen Mineralien ist aber der, dass bei diesen letzteren durchgehends eine amorphe, isotrope Beschaffenheit, bei jenen eine andere, krystallinische Molekularanordnung beim Abkühlen bis zur gewöhnlichen Temperatur etc. resultirte.

Während bei den wasserhaltigen Zeolithen die hier so häufigen molekularen Umlagerungen, wie namentlich C. Klein's Untersuchungen gezeigt haben, wahrscheinlich mit einer Abgabe von ein wenig (gewöhnlich einer nicht durch Analysen nachweisbaren Quantität) Wasser in Verbindung stehen, scheint bei den an Ceritoxiden und Yttererden etc. reichen Mineralien bei ihrer Umwandlung in amorphe Substanzen umgekehrt eine Aufnahme von Wasser die Umlagerung in der Regel erleichtert und eingeleitet zu haben. Dieser Wassergehalt ist häufig nur gering, 1—4 %; so z. B. beim Euxenit, Polykras, Hjelmit, Aeschynit, Pyrochlor, Gadolinit etc. In manchen anderen ist der Wassergehalt bei einigen Vorkommnissen niedrig, bei anderen sehr hoch, so z. B. steigt er beim Yttrotantalit von 4,46—6,34, beim Fergusonit von 4,49—7,44, beim Tritomit bis über 8, beim Erdmannit bis über 12, beim Orthit selbst über 17,50 %. Für gewöhnlich können wir als allgemeine Regel aufstellen, dass die Umwandlung um so durchgreifender ist, je grösser der Wassergehalt; es zeigt sich dies z. B. bei den Derivaten von Zirkon und Thorit, bei welchen der secundäre Wassergehalt oft auf 10—12 % steigt, ebenso recht auffallend bei den Orthiten. In derartigen Fällen finden wir nämlich häufig, dass die Zusammensetzung des amorphen Umwandlungsproductes sich von der ursprünglichen nicht nur durch den Wassergehalt, sondern auch in anderen Beziehungen wesentlich unterscheidet, es ist offenbar nicht nur eine von Wasseraufnahme begleitete molekulare Umlagerung, sondern auch ein mehr oder weniger reichlicher Substanztransport vor sich gegangen. In manchen Fällen lässt sich dann bei der mikroskopischen Untersuchung nachweisen, dass die weitere Umwandlung der zuerst gebildeten amorphen Substanz längs secundärer Spalten und Sprünge vor sich gegangen ist.

Als Beispiel derartiger durchgreifender Umwandlungen darf der von mir beschriebene*) Ännerödit dienen; seiner Krystallform nach gehört derselbe unzweifelhaft zur Columbitreihe; die Analyse Blomstrand's, welche einen Wassergehalt von 8,19 % ergab, führt (abgesehen vom H_2O -Gehalte) aber nach Blomstrand's Deutung nicht auf ein Metaniobat, wie der Columbit, sondern auf ein Pyroniobat $\overset{\pi}{R}_2Nb_2O_7$. Es kann hier nach meiner Auffassung darüber gar kein Zweifel herrschen, dass der amorphe Ännerödit eben gleichzeitig mit der amorphen Umlagerung auch durch Substanztransport seine mit der Krystallform nicht harmonirende chemische Zusammensetzung erhalten haben muss. Diese stimmt (nach neuen später

*) Geol. Fören. Förhandl. 5, 354 etc. S. diese Zeitschr. 10, 494.

zu publicirenden Analysen) auffallend nahe mit einem gleichfalls bei Moss von mir entdeckten Samarskit; es scheint demnach der Änneröditt eine Pseudomorphose von Samarskit nach einem ursprünglich der Columbitreihe angehörigem Metaniobat von Yttrium, Uran etc. zu sein.

Es ist nach dem Obenstehenden einleuchtend, dass die aus den Analysen derartig metamorphosirter amorpher Mineralien der syenitischen und granitischen Pegmatitgänge abgeleiteten chemischen Formeln also mit den Formeln, welche früher oft aus Analysen anderer Arten von Pseudomorphosen berechnet wurden, zusammenzustellen sind. Die Analysen sämtlicher dieser amorphen Umwandlungsproducte können deshalb gar nicht ohne Weiteres auf bestimmte stöchiometrische Formeln berechnet, sondern müssen mit scharfer Kritik geprüft werden, wobei in erster Linie die Krystallform und ihre Verwandtschaft mit derjenigen anderer, nicht derartig amorph umgewandelter Mineralien, aus deren Zusammensetzung sichere Schlüsse gezogen werden dürfen, berücksichtigt werden muss. Mineralien wie die Zirkonderivate: Anderbergit (mit 42,55% H_2O nach Blomstrand's Analyse, diese Zeitschr. 15, 83); Alvit (mit 8,84 H_2O nach G. Lindström's Analyse ibid. S. 97), Malakon etc., oder die Thoritderivate: Uranothorit (ca. 9 bis ca. 44% H_2O), Auerlith etc. etc. sind deshalb alle als Pseudomorphosen aufzufassen, über deren ursprüngliche Zusammensetzung keine weiteren Schlüsse gezogen werden dürfen, als dass dieselbe aller Wahrscheinlichkeit nach eine mit derjenigen des Zirkons analoge gewesen ist.

In den Fällen, in welchen der Wassergehalt der genannten amorphen Umwandlungsproducte ganz gering ist (z. B. beim Polymignyt nur 0,28%) und wenn die Krystallform gut erhalten ist, finden wir oft, dass sich aus den Analysen eine stöchiometrische Formel berechnen lässt, welche mit den aus der Krystallform zu ziehenden Schlüssen im Einklange steht; wir dürfen dann mit grosser Wahrscheinlichkeit schliessen, dass eben auch nur eine molekulare Umlagerung ohne nennenswerthen Substanztransport stattgefunden haben dürfte, was in den wenigen Fällen, wenn zugleich aus anderen Vorkommnissen die unveränderte doppeltbrechende Substanz bekannt ist (z. B. Gadolinit, Orthit etc.) bestätigt worden ist. In derartigen Fällen sind diese amorphen Mineralien also wahre Paramorphosen. Wir dürfen deshalb mit einer gewissen Berechtigung aus den bisherigen Erfahrungen schliessen, dass die amorphen Mineralien der syenitischen und granitischen Pegmatitgänge, welche bei erhaltener Krystallform ganz geringen Wassergehalt zeigen, im Allgemeinen der Hauptsache nach derartige Paramorphosen sind, und deshalb mit ziemlicher Sicherheit Schlüsse über ihre ursprüngliche Zusammensetzung erlauben. Dass diese Paramorphosen (sowie die stärker umgewandelten Pseudomorphosen) auch

wirklich amorph, nicht wie z. B. Des Cloizeaux zuerst glaubte, regulär sind, wird theils aus dem durchgehends muscheligen Bruche etc., theils auch durch die Uebereinstimmung der Erscheinung bei so zahlreichen verschiedenen Mineralien bewiesen.

Häufig finden wir aber bei grösserem Wassergehalte dieser amorphen Mineralien gar keine Spur einer Krystallbegrenzung, wie es im speciellen Theile bei der Besprechung des Calciothorit, Eukrasit, Freyalith erwähnt wird; in derartigen Fällen scheint mir, dass diese amorphen Mineralien am besten als durch circulirende Lösungen abgesetzte Gallerte zu erklären seien (s. im speciellen Theile S. 128, 132 etc.). Wie man bei der Beschreibung des Freyalith (l. c. S. 132) erwähnt findet, dürften zwischen den an Ort und Stelle gebildeten, unter reichlichem Substanztransport veränderten »Pseudomorphosen, wie es z. B. die Orangitkrystalle sind, und den nierenförmigen, wahrscheinlich erst durch Lösungen transportirten, an zufälligen Stellen abgesetzten Gallerten keine allzu scharfe Grenzen vorhanden sein«. Um so mehr ist bei der Beurtheilung der ursprünglichen chemischen Zusammensetzung derartiger Mineralien alle Vorsicht nothwendig.

Wenn diese paramorphe und pseudomorphe Umwandlung der genannten, jetzt amorphen Mineralien, sowie der Absatz der in ihrer Zusammensetzung verwandten amorphen Gallertmineralien (wie Calciothorit, Eukrasit, Freyalith etc.) auf unseren nephelinsyenitischen Pegmatitgängen der Grenzzone stattgefunden hat, lässt sich in den meisten Fällen gar nicht bestimmt entscheiden. Wahrscheinlich wurden diese Umwandlungs- und Neubildungsprocesse der an Cer, Yttrium etc. reichen Mineralien schon in der zweiten Phase der Gangbildung eingeleitet, denn ich habe z. B. die genannten Gallertmineralien ohne Krystallbegrenzung mit dem Leukophan zusammen gefunden. Bei der Beschreibung der Umwandlung des Zirkon (S. 112 des speciellen Theiles) wird erwähnt, dass diese wahrscheinlich theilweise gleichzeitig mit dem Absatze von Analcim und Natrolith auf Spalten, längs welchen die Umwandlung eingeleitet war, stattgefunden habe. Ob sie auch in der vierten Phase der Gangbildung sich fortgesetzt hat, was sehr wahrscheinlich, dafür fehlen mir alle Beweise.

Die unmittelbar an der Tagesoberfläche noch heutzutage vor sich gehenden Verwitterungsprocesse auf unseren Gängen habe ich sehr wenig studirt und studiren können. Die ganze Gegend der Grenzzone liegt so wenig über dem Meere, dass sie erst in postglacialer, also in einer geologisch gesprochen ganz neuen Zeit von der schützenden Bedeckung des Meeres befreit wurde, nachdem früher die Gletscher der Eiszeit die alte Verwitterungskruste vollständig entfernt hatten. Die Oberfläche ist deshalb in der Regel ziemlich glatt geschliffen und das Gestein des Hauptmassivs,

wie auch der Gänge fast immer wunderbar frisch; die ganz unbedeutende an der Oberfläche stattgefundene Verwitterung ist deshalb kaum nennenswerth und äussert sich mehr, als in chemischen Eingriffen, in einem (übrigens in der Regel ebenfalls unbedeutenden) mechanischen Zersprengen der grösseren Körner der Gänge, wodurch die Meereswellen leichter ihre Masse, als das Nebengestein erodiren konnten.

Die Reliefformen der Gänge im Verhältnisse zum Nebengestein sind deshalb auch häufig durch rinnenförmige Eingrabung charakterisirt; bei grösseren liegenden Gängen ist dieselbe nicht unbedeutend. Diese Rinnenbildung ist aber offenbar theils schon auf die Einwirkung der Eiszeitgletscher, theils auf die nachher gefolgten Angriffe der Meeresbrandung zu beziehen*). Auf weitere Einzelheiten einzugehen würde hier zu weit führen.

Die Paragenesis der Mineralien auf den nephelinsyenitischen Pegmatitgängen der Grenzzone am Langesundfjord.

Zwischen Helgeråen (wo das Inselchen »Ubetskjär« noch aus äusserst stark metamorphosirten Silurschichten besteht), über Låven, die Südspitze von Stokö, den mittleren Theil von Arö, die Südspitze von Gjeterö, weiter längs dem Langesundfjord und dem Eidangerfjord über Lillegården, Gudsfred, Birkedal etc. verläuft die Grenze zwischen dem Laurvikit mit seinen begleitenden Grenzgesteinen in einer krummen Linie, deren concave Seite nach Nordosten gewendet ist.

Ausserhalb des Augitsyenitgebietes, also in den angrenzenden älteren paläozoischen Schichten, wie in der diese überlagernden Eruptivdecke von Augitporphyrit (und Rhombenporphyr s. S. 119) sind die syenitpegmatitischen Gänge nur ganz spärlich; oben wurden jedoch derartige Vorkommnisse von Stokö, Arö, Gjeterö, unmittelbar an der Grenze erwähnt; noch bei Figgeskjär nördlich von Langesund habe ich kleine Adern von augitsyenitischem Gestein beobachtet. Die von der Eruptivgrenze am weitesten entfernte Stelle, wo ich einen Syenitpegmatitgang beobachtet habe, war im Walde in der Nähe von Ramsås, östlich von Porsgrund; dieser in Augitporphyrit ungefähr $\frac{1}{4}$ km in gerader Linie von der Grenze aufsetzende Gang zeigte sich, wie die im Augitporphyrit auftretenden Syenitpegmatitgänge häufig, als einen ungewöhnlich hohen Gehalt an dunklen Mineralien (siehe oben) besitzend.

Um so zahlreicher sind die syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgänge in den syenitischen Eruptivgesteinen innerhalb der concaven

*) S. hierüber übrigens H. Røsch, »Jagttagelser over isskuret Fjeld og forvitret Fjeld«, Christiania Vid. Selsk. Förhandl. 1878, No. 7.

Grenzfälle und namentlich in der nächsten Nähe der Grenze selbst. Die Breite der Grenzzone, innerhalb welcher noch die Schnittpegmatitgänge vorkommen, seltener vorkommen, kann nur auf 4–5 km geschätzt werden. Auch ist es nur in der der Grenze am nächsten liegenden ca. 2–2,5 km breiten Zone, wo sich in sehr reichlicher Menge vorhanden sind:

Ebens, wie die Anzahl der Gänge mit dem Abstände von der Grenze abnimmt, so ist auch ihre Zusammensetzung, namentlich was die selteneren Mineralien betrifft, in wesentlichen Grade von der Entfernung von der Grenze abhängig. Auf den vorerwähnten Gängen, welche in einem Abstande von 1–2 km von derselben auftreten, und auch auf die weiten der meisten Gänge in einem Abstande von 3–5 km sind außer Mineralien als der Feldspath, Baskvikt, Leucodonsit, ein wenig Eläolith, Serpentin, Magnetit, Sauer, von Zirkon, Perovskit, Apatit sehr selten, es sind diese Gänge, welche wie wir unten hören werden, den Gängen der Fedraksverengung entsprechen. Amethyste, der Angitsyvit, Lävrvikt selbst. Dagegen ist auf der in Allgemeinen 10–15 km von der Grenze auftretenden pegmatitischen Gängen die ganz verschiedene Anzahl der selteneren Mineralien vorhanden, und zwar mehrere derselben in nicht geringer Verteilung geteilt worden. Wie kommt es deshalb mit vollstem Rechte sagen, dass eben, wie die pegmatitischen Gänge selbst namentlich an die Verwerfungsmerkmale zwischen Bergama und nördlich von Birkedalen geknüpft sind, so ist es auch mit der Verteilung der selteneren Mineralien, welche in den Gängen in der Nähe der Grenze, im Gegensatz zu den Gängen, welche weiter von der Grenze entfernt sind, ist dies denn gerade auffallend, was wir oben erwähnen, dass die Hauptmasse der selteneren Mineralien in der Nähe der Grenzpegmatitische Prozesse gebildet angenommen sein dürfte. Es ist daher in der gleichen Verhältnisse, was es nun für die Grenzzone und der Umgebung ist bekannt ist, was brauchen wir, ist es das Verkommen des Tremolit, Topas, Rhodochrosit, Zinnstein, etc., granitische Grenzzone, zu erklären.

Selbst innerhalb der näheren Grenzzone, aber erst wenn die Verteilung der selteneren Mineralien ganz weit zurückgegangen ist, weil es die meisten der ihnen sind, sind seltener, und es weniger, es ganz vorhanden, und innerhalb der ca. 1–2 km breiten nächsten Grenzzone gefunden werden. Dies gilt es für folgende Mineralien: Nordspatolith, Hornblende, Baskvikt, Johannit, Hornblende, Datolith, Baskvikt, Vortegren, Langkoba, Molnophan, Lävrvikt, Baskvikt, Hornblende, Baskvikt, Chertol, Molnophan, Karyonit, Titanit, Perovskit, Zinnstein, Wollaston, Baskvikt.

Die Zone zwischen den nächsten Teil der Berg, welche in der Nähe der Grenze, im Gegensatz zu den Gängen, welche weiter von der Grenze entfernt sind, ist dies denn gerade auffallend, was wir oben erwähnen, dass die Hauptmasse der selteneren Mineralien in der Nähe der Grenzpegmatitische Prozesse gebildet angenommen sein dürfte. Es ist daher in der gleichen Verhältnisse, was es nun für die Grenzzone und der Umgebung ist bekannt ist, was brauchen wir, ist es das Verkommen des Tremolit, Topas, Rhodochrosit, Zinnstein, etc., granitische Grenzzone, zu erklären.

Die Zone zwischen den nächsten Teil der Berg, welche in der Nähe der Grenze, im Gegensatz zu den Gängen, welche weiter von der Grenze entfernt sind, ist dies denn gerade auffallend, was wir oben erwähnen, dass die Hauptmasse der selteneren Mineralien in der Nähe der Grenzpegmatitische Prozesse gebildet angenommen sein dürfte. Es ist daher in der gleichen Verhältnisse, was es nun für die Grenzzone und der Umgebung ist bekannt ist, was brauchen wir, ist es das Verkommen des Tremolit, Topas, Rhodochrosit, Zinnstein, etc., granitische Grenzzone, zu erklären.



Sigtö, Birkö, Risö, Sandö, Lövsö etc. mit den angrenzenden Scheeren und Inseln.

Wir können aber die Grenzen noch enger ziehen. Einige der am meisten charakteristischen Mineralien, der Leukophan und der Melinophan, sowie mehrere der Bor-haltigen Mineralien, der Homilit, der Nordenskiöldin, der Hambergit, der Cappelenit etc. kommen fast nur innerhalb der ca. $\frac{1}{2}$ km breiten allernächsten Grenzzone vor.

Innerhalb dieses Streifens sind die ergiebigsten Vorkommnisse von seltenen Mineralien angetroffen worden; mit Ausnahme der grossen Gangmasse Låvens, welche oben näher beschrieben wurde, sind die an seltenen Mineralien reichsten Gänge aber fast immer ganz unbedeutende kleine Gänge gewesen, oft nur 1 oder ein paar Decimeter breit, und in der Regel von unregelmässiger Begrenzung, bald auskeilend. Eben die merkwürdigsten Mineralien, der Nordenskiöldin, der Hambergit, der Hiortdahlit, der Cappelenit, der Natronkataplekt und mehrere andere sind auf derartigen ganz kleinen unansehnlichen Gängen gefunden worden.

Unter den in dieser allernächsten Grenzzone auftretenden pegmatitischen Gängen, welche also den feinkörnigeren Nephelinsyeniten in ihrer Zusammensetzung entsprechen, können namentlich folgende Untergruppen unterschieden werden.

a. Die Melinophan-Homilit führenden Gänge.

Wie im speciellen Theile (S. 284—286) erwähnt wird, kommt der Melinophan fast ausschliesslich innerhalb einer ca. $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ km breiten Zone längs der Grenze, aber nicht unmittelbar an diese anstossend, vor; die Lage dieser Melinophan führenden Zone wird l. c. genauer besprochen, auch ist dieselbe auf der Karte Taf. XXIX bezeichnet. Der Melinophan findet sich innerhalb dieser schmalen Strecke auf Stokö, Gross-Arö, den zwischen Gross-Arö und Ober-Arö liegenden Inselchen und auf Ober-Arö selbst an zahlreichen Stellen; doch kommen innerhalb der Melinophan führenden Strecke auch Gänge vor, die nicht Melinophan führen und die eine abweichende Zusammensetzung haben.

Die Melinophan führenden Gänge besitzen eine ganz charakteristische Zusammensetzung, welche später im speciellen Theile näher erörtert werden wird; es sind namentlich Feldspath, Lepidomelan und Eläolith die Hauptmineralien, während andere dunkle Mineralien ausser Lepidomelan (ebenso wie Spreustein aus Sodalith) in der Regel fehlen oder sehr spärlich auftreten; ferner sind als Begleiter des Melinophan fast immer vorhanden: Homilit, Erdmannit, Löllingit, Zirkon (∞P , P , $3P$) Molybdänglanz, bisweilen auch Cancrinit, Flussspath, Yttergranat, Titanit, Wöhlerit (selten), Hiortdahlit,

Nordenskiöldin etc. und als jüngste Bildung Zeolithe. Charakteristisch für diese Gänge ist nun nicht nur die Paragenesis: Feldspath, Eläolith, Lepidomelan, Homilit, Melinophan etc., sondern auch vorzugsweise, dass gerade so manche andere auf den übrigen Gängen der Grenzzone verbreitete Mineralien, wie z. B. Astrophyllit, Kataplekt, Eukolit etc., wie es scheint, fast immer vollkommen fehlen. Auch kommen der Leukophan niemals, Mineralien wie Sodalith und die Zeolithe immer sehr spärlich mit dem Melinophan zusammen vor.

Wie auch im speciellen Theile erwähnt wird, sind nun diese Melinophan führenden Gänge häufig als recht feinkörnige Gesteinsgänge, oft mit stark gestreifter Fluidalstructur, ausgebildet; der Hiortdahlit führende Gang, welcher hierzu gehört, wurde in dieser Beziehung oben S. 438 besonders berücksichtigt; es sind in derartigen Fällen häufig nur die Melinophanester mit ihrer nächsten Umgebung, welche gröberkörnige Rosetten bilden, während das Ganggestein selbst oft bedeutend feinkörniger als das Nebengestein ist. Nicht selten findet man nun, dass diese durch die oben angegebene Zusammensetzung charakteristische Mineralassociation der Melinophangänge nicht ordentliche Gänge bildet, sondern nur in nierenförmigen kleinen Massen in dem Hauptgesteine selbst auftritt; man muss diese als Ausfüllung grösserer miarolitischer Drusenräume deuten, wie solche auch manchmal in granitischen Grenzzonen anzutreffen sind.

Was den Typus des Zirkon der Melinophangänge betrifft, so ist derselbe prismatisch, wie bei dem in den Laurvikiten und Ditroiten der Grenzzone auftretenden Zirkon, verschieden von den pyramidal ausgebildeten Zirkonen der häufigsten Gangvorkommnisse der Grenzzone (vergl. im spec. Theile S. 444).

Endlich ist auch zu berücksichtigen, dass ich (bei Stoksund) Melinophan in den gestreiften feinkörnigen gewöhnlichen Ditroiten der Grenzzone als Seltenheit beobachtet habe.

Nach Zusammenfassung der oben genannten Beobachtungen möchte ich es als recht wahrscheinlich ansehen, dass alle die Verhältnisse, welche die Melinophan führenden Gänge charakterisiren: das häufige Vorkommen in Nestern, ihre häufige gesteinsartige, feinkörnigere Beschaffenheit, ihr Auftreten auf immer kleinen Gängen, ihre abweichende Paragenesis etc. am einfachsten durch die Annahme, dass sie nicht ganz gleichzeitig mit den grösseren, gröberkörnigen, anders zusammengesetzten nephelinsyenitischen Pegmatitgängen der Grenzzone, sondern vielleicht der Hauptsache nach etwas früher als diese gebildet sind, und demnach den normal körnigen oben beschriebenen ditroitischen Gesteinen sich näher anschliessen.

Eine andere Hauptgruppe von Gängen ist als

b. Die Katapleït, Eukolit etc. führenden Gänge
zusammenzufassen.

Sie unterscheiden sich von den Melinophan führenden Gängen in mehreren Beziehungen. Unter den dunklen Hauptmineralien dieser Gänge ist nämlich fast immer der Aegirin, oder Aegirin zusammen mit Lepidomelan, vorherrschend; bisweilen gesellt sich dazu auch der Barkevikit. Sodalith, gewöhnlich in Spreustein umgewandelt, ist auf diesen Gängen neben Eläolith (oft auch Cancrinit) fast immer reichlich vorhanden. Was dieselben aber besonders charakterisirt, ist das mehr oder weniger reichliche Auftreten einer oft bedeutenden Anzahl an Zirkonium und Titan reichen Mineralien, für welche in der Ueberschrift der Katapleït und der Eukolit als die häufigsten besonders hervorgehoben wurden. Diese an Zirkonium und Titan reichen Mineralien*) sind namentlich folgende;

	Zr O ₂	Ti O ₂
Rosenbuschit	20,40	6,85
Lävenit	28,90	2,00
Wöhlerit	46,44	0,42
Mosandrit	7,43	5,33
Johnstrupit	2,84	7,57
Katapleït	ca. 30,00	—
Astrophyllit	3,65	44,44
Eukolit	ca. 45,00	—

wozu dann noch Zirkon (mit 67,03 Zr O₂, immer in pyramidalen Krystallen) und mehrere andere Zr O₂ und Ti O₂ in geringerer Quantität führende Mineralien hinzugefügt werden könnten.

Diese an Zr und Ti reichen Mineralien finden sich (mit Ausnahme des Zirkon und des Wöhlerit, selten und sehr spärlich) nicht auf den Melinophan führenden Gängen. Auf den jetzt zu besprechenden Gängen dagegen kommen mehrere dieser Mineralien häufig in nicht unbedeutender Menge vor, so z. B. auf Läven, welches zu dieser Grenzgruppe gerechnet werden muss, der Mosandrit, der Katapleït, der Astrophyllit, auf anderen Gängen, namentlich auf Eikaholmen und Klein-Arö, der Eukolit und zum Theil der Katapleït, auf den Scheeren ausserhalb Barkevik namentlich der Wöhlerit, der Eukolit, der Astrophyllit etc. In der Regel pflegt dann das eine oder das andere der Mineralien Mosandrit, Katapleït, Wöhlerit oder Eukolit unter denselben vorherrschend zu sein, wodurch besondere Variationen der dieser Gruppe angehörigen Gänge entstehen; der Astrophyllit ist zwar auf

*) Der Gehalt an Zr und Ti wird hier der Bequemlichkeit beim Vergleich wegen als Zr O₂, resp. Ti O₂ angeführt; in manchen derselben dürften jedoch, wie im speciellen Theile erwähnt wird, die Zr resp. Ti haltenden Gruppen Zr O F₂ resp. Ti O F₂ anzunehmen sein.

den Gängen dieser Gruppe sehr häufig und oft in nicht ganz spärlicher Menge zugegen, die Ausbildung der Krystalle ist aber in der Regel eine andere, wenn, wie auf Låven, der Mosandrit und Kataplekt ihn begleiten, als wenn, wie auf Eikaholmen, vorzugsweise der Kataplekt und der Eukolit, oder, wie auf den Barkevikscheeren, vorherrschend Wöhlerit und Eukolit seine an Zirkonium reichen Begleiter sind (s. S. 214 des speciellen Theiles).

Ferner enthalten diese Gänge local und fast immer in geringer Menge Thorit oder Orangit und Derivate des ursprünglichen Thorit; doch pflegen die an Thoritmineralien reicheren Gänge keine der genannten an Zirkonium und Titan reicheren Mineralien in nennenswerther Menge zu führen.

Auch der Leukophan ist für diese Gänge charakteristisch, obwohl er keineswegs allgemein an allen hierzu gerechneten Vorkommnissen auftritt und nur an wenigen in etwas grösserer Menge angetroffen wurde (Låven und Stokö Südspitze, Eikaholmen, mehrere Vorkommnisse auf Klein-Arö, den Barkevikscheeren); auch der Leukophan zeigt an verschiedenen Vorkommnissen verschiedene Ausbildung (s. unter dem Leukophan im speciellen Theile). Auf manchen der an Eukolit reichen Vorkommnisse der Barkevikscheeren scheint der Flussspath den Leukophan zu ersetzen.

Endlich sind die hierher gehörigen Gänge nicht selten stellenweise reich an Zeolithen und den die Zeolithe begleitenden Mineralien (Hydrargillit; Eikaholmen etc.). Die Zeolithe kommen namentlich an solchen Stellen der Gänge vor, wo die Gangmasse sich plötzlich erweitert. Als Beispiel hierfür kann das frühere Cappelenitvorkommen der Insel Klein-Arö dienen; während die Hauptgangmasse mit ihren zahlreichen Mineralien kaum 4 cm breit gewesen war (s. S. 462 des speciellen Theiles), erweiterte sich dieselbe in ihrer Fortsetzung plötzlich zu einem grösstentheils offenen (in der Regel vom Meere erfüllten) Drusenraume mit Analcim, Natrolith, Apophyllit und Kalkspath, von ursprünglich vielleicht $\frac{1}{2}$ Meter im Durchmesser.

Die vorstehend besprochene Ganggruppe ist sehr verbreitet in der ganzen Grenzzone zwischen Stokö und Eidanger. Typische Beispiele der Eukolit führenden Gänge finden sich namentlich auf Eikaholmen und an dem angrenzenden Theile der Insel Klein-Arö, ferner auf mehreren der Inseln bei Barkevik; Beispiele der besonders Wöhlerit-reichen Gänge auf Skudesundskjær und auf mehreren anderen Scheeren bei Barkevik, auf Kjeø, bei Hasle, Eidanger etc.; als Beispiel der an Mosandrit und Kataplekt reichen Gänge kann namentlich Låven, wo sowohl der Eukolit, als noch mehr der Wöhlerit nur äusserst spärlich vorkommen, dienen.

Auf manchen Gängen der Grenzzone finden sich nun zwar die genannten an Zr reichen Mineralien nur äusserst sparsam oder gar nicht, dieselben

schliessen sich aber dennoch dieser Ganggruppe so nahe an, dass wir sie damit als der nächstverwandten vereinigen müssen. Hierzu gehört z. B. der Melanocerit führende Gang von Kjeö, welcher im speciellen Theile (S. 476—477) erwähnt wird. Das einzige der Zr- und Ti-haltigen Mineralien, welches hier etwas reichlicher auftritt, ist der Astrophyllit; Wöhlerit und Zirkon kommen nur in Spuren vor. In der Nähe fand sich aber ein ganz kleiner an Wöhlerit reicher Gang. Der Melanocerit führende Gang zeigte zum Theil eine auffällige Ungleichmässigkeit der Zusammensetzung; an einer Stelle war der ungefähr 4 Meter mächtige Gang in zwei getheilt (Fallen 45° SSO), wobei der untere grössere Arm voll von grossen Aegirinkrystallen, der obere voll von grossen rothen Spreusteinkrystallen und äusserst arm an dunklen Mineralien war.

Aehnlich wie der Gang mit Melanocerit und weissem sphenoidischem, tafelförmigem Leukophan von Kjeö, verhielt sich auch das Vorkommen des sphenoidischen Leukophan von Gross-Arö (s. S. 257 des speciellen Theiles); bei beiden Vorkommnissen des sphenoidischen Leukophan fehlten Kataplekt, Eukolit, Mosandrit, Rosenbuschit, Låvenit etc., wogegen Astrophyllit und spurenweise Wöhlerit vorkamen; durch das spurenweise Auftreten von Wöhlerit (Löllingit, Molybdänglanz) und durch das Fehlen der übrigen sonst gewöhnlichen zirkoniumreichen Verbindungen, durch das Vorherrschen des Glimmers unter den dunklen Mineralien erinnert das Vorkommen des Leukophan von Gross-Arö an die Melinophan führenden Gänge.

Auch das Vorkommen des Hambergit schliesst sich vielleicht eben so nahe den Melinophan-Homilit führenden, als den Zirkonium-reicheren Gängen an (s. S. 67 im speciellen Theile).

Das merkwürdige Vorkommen des Eudidymit auf der Westseite der Insel Ober-Arö schliesst sich den Zirkonium-reicheren Gängen an. Die Gangmasse bestand aus: Feldspath mit reichlich Eläolith, sowie Aegirin (zum Theil in 4 bis 4½ cm langen, nur ½ cm dicken Strahlen) stellenweise in grosser Masse, Lepidomelan, Hornblende und Astrophyllit, beide spärlich; von den Zirkonium-haltigen Mineralien fand ich beim Nachsuchen Spuren von Rosenbuschit und Mosandrit. Von den Mineralien der zweiten Phase fand ich nur Flussspath erhalten, vielleicht ist aber früher Leukophan (oder Melinophan) vorhanden gewesen und ausgelaugt. Die grossen Drusenräume, welche von den Zeolithen: Analcim, Eudidymit, Natrolith, Apophyllit und den nach diesen abgesetzten Fluocarbonaten Weibyerit und Parisit ausgekleidet waren, dürften wenigstens zum Theile durch Auslaugen

Fig. 30.



Melanoceritvorkommen von der NW-Seite von Kjeö bei Barkevik.
A.S. gewöhnlicher Augitsyenit (Laurvikit). 1. unterer Zweig des Ganges mit reichlich Aegirin, 2. oberer mit reichlich Spreustein.

von Eläolith (und Leukophan oder Melinophan?) entstanden sein; sie befanden sich auf dem ganz unregelmässig begrenzten, nur ca. 0,5 m mächtigen Gänge auf einer Erweiterung desselben, alle nach der einen Seite hin gelegen. Der Gang bildete unmittelbar am Meere eine unregelmässig verlaufende Spaltenfüllung in gewöhnlichem Laurvikit; in der Nähe trat eine Partie mit gestreiftem Augenditroit auf.

Es wurde schon oben darauf aufmerksam gemacht, dass eben die merkwürdigsten, seltensten Mineralien oft auf ganz unregelmässig verlaufenden kleinen, unansehnlichen Gängen gefunden wurden. Dies bewirkt auch, dass das Suchen nach Mineralien auf unseren Gängen der Grenzzone eine zeitraubende, geduldprüfende Arbeit ist. Von den häufigeren accessorischen Mineralien, wie Astrophyllit, Kataplekt, Mosandrit (Låven), Eukolit etc. findet man zwar bald ein Material von derben Stücken (nicht leicht gut begrenzte Krystalle), von den selteneren aber kann man oft nach wochenlangen Bemühungen auch keine Spur entdecken, eben weil sie auf kleinen Gängen vorkamen, welche dann grösstentheils vollständig ausgebeutet sind.

Während in der nächsten Grenzzone wohl die meisten Gänge jedenfalls hier und da Spuren der interessanteren accessorischen Mineralien führen, ändert sich dies Verhältniss bald in dem entfernteren Theile derselben. Schon auf Kjeø (wo jedoch die kleineren Gänge Wöhlerit, Melanocerit etc. führten), noch mehr auf Däø, Håø, auf den Inseln des Mørjefjords, des Landgangfjords etc. finden sich zum Theil in grosser Anzahl, häufig ziemlich grosse Gänge, auf denen man oft ganz vergeblich nach selteneren Mineralien sucht. Diese Gänge sind gewöhnlich regelmässiger plattenförmig, schwach fallend, von bedeutenderer Mächtigkeit (oft mehrere Meter) und meist auch grobkörniger. Auf Kjeø, Däø etc. bestehen sie gewöhnlich aus röthlichem Feldspath, mit etwas Eläolith, rothem Spreustein, und von dunklen Mineralien in der Regel ein Pyroxen (Aegirin?) und Lepidomelan; auf Kjeø zeigte einer dieser plattenförmigen Gänge ca. 0,5 m grosse Feldspath-individuen mit armdicken rothen Spreusteinkrystallen, 0,3 m langen Aegirinsäulen (?) und Lepidomelankrystallen etc., aber ausser ein wenig Zirkon kaum Spuren von anderen Zirkonium-haltigen Mineralien.

Weiter von der Grenze hin ändert sich die Zusammensetzung oft derartig, dass Eläolith und Spreustein untergeordneter werden und der Pyroxen häufig durch Barkevikit-ähnliche Hornblende ersetzt wird. Diese Gänge gehen vollkommen in die Gänge des Fredriksvärn-Typus über, zu deren Beschreibung wir jetzt übergehen wollen; es sind syenitische, nicht nephelinsyenitische Pegmatitgänge.

Die Syenitpegmatitgänge der Umgegend von Fredriksvärn.

In der Umgegend von Fredriksvärn, zwischen dieser Stadt und Helgeråen, ferner zwischen Fredriksvärn und Laurvik, und weiter zwischen Laurvik und dem Sandefjord und östlich vom Sandefjord herrscht überall der normale, von mir als Laurvikit bezeichnete typische Augitsyenit in verschiedenen, bald etwas helleren, bald etwas dunkleren Varietäten; nur ganz local und namentlich in der Gegend von Laurvik setzen feinkörnigere Varietäten als gangförmige Massen auf; hier finden sich auch (bei Vashotten, Kaupang etc.) grössere Gesteinsgänge von Nephelinrhombenporphyr. Dagegen fehlen vollständig die merkwürdigen gestreiften bis schieferigen Grenzgesteine, welche oben von der Grenzzone des Langesundfjords beschrieben wurden: die Augenditroite, die Ditroitschiefer, die Aegirinditroitschiefer, und selbst die normal struirtten gangförmigen Foyaite und Ditroite finden sich erst in der Gegend weiter nördlich und nordöstlich von Laurvik, namentlich zwischen dem Laugenthale und dem See Farrisvand nördlich von dem grossen daselbst entdeckten Gebiete des grobkörnigen Nephelinsyenit (Laurdalit).

Die Gesteinsbeschaffenheit ist deshalb auf der ganzen Küstenstrecke zwischen dem Christianiafjord und Helgeråen am Langesundfjord sehr einförmig (ausgenommen eine kleine Partie mit Silurschichten und Grundgebirge zwischen Ödegården in Brunlanäs und die grosse Bucht bei Nevlunghavn, wo wieder sehr interessante Grenzverhältnisse, deren Beschreibung hier zu weit führen würde, vorhanden sind). Ebenso einförmig sind nun im Ganzen und Grossen die auf dieser Küste in dem Laurvikit auftretenden syenitischen Pegmatitgänge.

Diese finden sich in grosser Anzahl, namentlich auf der Küste zwischen Fredriksvärn und Ödegården*) und auf den dieser Küste vorliegenden Inseln und Scheeren, auch zwischen Fredriksvärn und Laurvik, obwohl hier weniger zahlreich, dagegen wieder recht häufig zwischen den äusseren Theilen des Laurvikfjords und des Sandefjords, namentlich in der Umgegend von Ula und auch auf den vor dieser Küste liegenden Inseln, so namentlich auch auf den 4 Meile vom Lande entfernten Inseln: »Svenör«. Östlich vom Sandefjord finden sich pegmatitische Gänge nur als Seltenheit, in der Umgegend von Tönsberg sind sie nur in Spuren vorhanden.

Auch in weiterer Entfernung von der Küste, zwischen Nevlunghavn und dem Sandefjord, nördlich von derselben kommen sie nur spärlich vor; doch habe ich sie an mehreren Stellen zwischen Laurvik und Porsgrund, z. B. bei Solum, bei Vashotten etc. beobachtet.

*) Östlich von Nevlunghavn, nicht mit Ödegården im Kirchspiel Kvelle, noch weniger mit dem bekannten Apatitvorkommen im Kirchspiel Bamle zu verwechseln.

Überall an der genannten Küste sind nun die hier auftretenden, zum Theil also recht zahlreichen Gänge in der Regel sehr einförmig beschaffen.

Die Gänge des Fredrikavärn-Typus sind immer ziemlich gleichartig zusammengesetzt. Ihr Hauptmineral ist durchgehends ein an frischer Spaltfläche gewöhnlich grauer, wenn mehr zersetzt, röthlich- bis bräunlichgrauer etc. Feldspath, in bei weitem den meisten Fällen Natronorthoklas (Kryptoporthit), viel seltener Mikroporthit; der Feldspath ist bisweilen bis zu dem Grade vorherrschend, dass andere Mineralien beim ersten Anblicke eines Gangdurchschnittes oft zu fehlen scheinen. Von anderen hellen Mineralien kommt bisweilen, aber nicht immer Eläolith, gewöhnlich von röthlicher Farbe vor; er ist fast durchgehends nur in geringer Menge vorhanden. Noch viel seltener ist aber in ziegelrothen Spreustein umgewandelter Sodaalit, welchen ich nur auf wenigen Gängen und immer nur spärlich beobachtet habe (so z. B. bei Kleven, links am Wege zwischen Fredrikavärn und Laurvik); er ist in der Regel Anfangs vor dem Feldspath, dann aber schließlich gleichzeitig mit diesem abgesetzt, gewöhnlich wie am Langesundfjord in noch einer trigonalen Zwischensorte ausgezogenen Kristallen. Der Eläolith scheint, wo er vorkommt, ungefähr gleichzeitig mit dem Feldspath gebildet zu sein. Quarz kommt auf Gängen des Fredrikavärn-Typus niemals beobachtet. Von dunklen Mineralien ist überall eine barkerikähnliche Hornblende (s. im speziellen Theile S. 413—418; unten wird dieselbe der Kürze wegen einfach Barkerikid genannt), herrschend; dieselbe ist durchgehends unregelmäßig, gewöhnlich in der Mitte der Gänge, aber auch ringsherum, bisweilen in grosser Menge angelagert, in strangförmigen Individen, von oft beträchtlicher Grösse, selten in gut begrenztem Kristallein. Seltener habe ich auch ringsherum der Diopsidähnliche angehobener, jedenfalls alkalireicher, schwacher, im Quarzsilber-grünen Pyroxen beobachtet (Kleven, unweit von Fredrikavärn); ganz selten sieht man auch, zusammen mit diesem Spureu von Aegirin, vorgekommen (z. B. an dem alten Polymignavm-Kommen hinter dem Kantenhauser Fredrikavärn). Auch der auf den Gängen des Langesundfjords so oft vorherrschende Diopsidormidian ist nur ganz spärlich auf den Fredrikavärn-Gängen vorhanden; an dem erwähnten Gänge bei Kleven habe ich ihn in schiffesymmetrischer Verwachsung mit dem hochgradig beobachtet (s. oben). Magnetit kommt wohl in der Regel vor, doch am häufigsten nur in geringster Menge. H. Bauschumit und Bauschumit selten vor, wobei letzterer eine etwas bläulichere Anordnung von Magnetitkristallen in Feldspath auf einem Gänge bei Fredrikavärn.

Von accessorischen Mineralien finden sich auf den Gängen der Fredrikavärn-Gruppe nur ganz wenige im Vergleich mit den Bauschumit auf den Gängen des Gransjöen- und Langesundfjords. Auch kommen sie seltener vor als auf diesen Gängen vor, sondern hauptsächlich nur an den wenigen oben erwähnten Stellen. Von Mineralien, die in der Regel nicht vorkommen, sind:

der Zirkon, von tiefbrauner bis gelber Farbe, mit den im speciellen Theile beschriebenen prismatischen Typen. Nur an ganz wenigen Vorkommen sind ausserdem beobachtet: Polymignyt (auf einigen wenigen Gängen hinter dem alten Militärkrankenhause, auch am Blockhause bei Fredriksvärn, auf Svenör etc.) jetzt äusserst selten; Pyrochlor kam früher mit dem Polymignyt zusammen vor. Titanit (Eukolit-Titanit) mit der im speciellen Theile beschriebenen langprismatischen Ausbildung, verschieden von den mit dem Melinophan auf den Gängen der Grenzzone am Langesundfjord vorkommenden Titanittypen. Apatit (sogenannter Cerapatit) ist ebenfalls auf mehreren Pyrochlor-führenden Gängen als sehr frühe Bildung angetroffen worden. Vielleicht ist auch Helvin früher vorgekommen. Als äusserste Seltenheiten sind Wöhlerit (Rödkindholmen, Risö), Melinophan (mit Pyrochlor zusammen), Flussspath, Molybdänglanz beobachtet. Im Gegensatz zu den Gängen der Grenzzone am Langesundfjord ist bei Fredriksvärn, wenigstens auf den sehr eläolitharmen Gängen, Quarz nicht ganz selten als Drusenraumfüllung. Zeolithe finden sich nur in Spuren (Analcim von Stavärn etc.), dagegen kommt Kalkspath als letzte Füllung hier und da vor. Drusenräume sind überhaupt auf diesen Gängen nicht zahlreich; wenn sie vorkommen, sind sie öfters noch offen, mit Krystallen von Feldspath, Krusten von Albit, Hornblende und dazwischen mit Zirkon bedeckt; Opal wird ebenfalls von früheren Beobachtern angeführt.

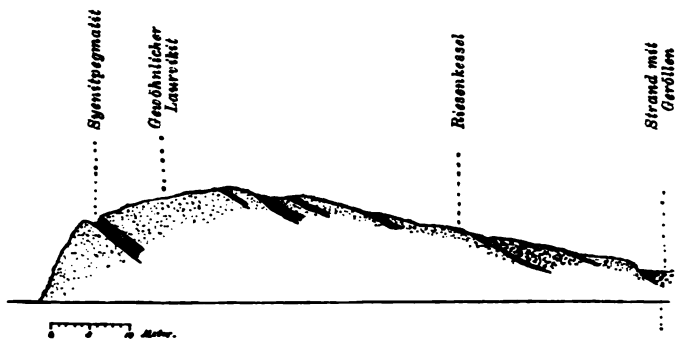
Wir sehen also, dass die Gänge des Fredrikvärn-Typus bei weitem einfacher zusammengesetzt sind, als diejenigen der früher ausführlich beschriebenen Grenzzone. Gewöhnlich bestehen sie aus Feldspath (Kryptoperthit), ein wenig Hornblende, mit Spuren von Zirkon und Magnetit, nichts weiter; bei den an Eläolith reicheren finden sich ausserdem Pyrochlor und Polymignyt als die am meisten charakteristischen accessorischen Mineralien. Ihrer Zusammensetzung nach entsprechen die Gänge des Fredrikvärn-Typus deshalb eher den nephelinarmen Laurvikiten, als, wie die Gänge des Langesundfjords, den nephelinreicheren Ditroiten. Dennoch ist, wie im speciellen Theile ausführlicher nachgewiesen wird, die chemische Zusammensetzung des Feldspaths bei beiden Gangtypen sehr nahe dieselbe an allen untersuchten Vorkommen (der Murchisonit von Ula ist von einem Vorkommen weiter östlich) bei Fredrikvärn, Laurvik und am Langesundfjord, ohne Rücksicht auf die Ausbildung als Natronorthoklas oder als Mikroperthit. Dieser Umstand deutet offenbar ebenfalls darauf hin, dass die Gänge einer bestimmten Gesteinsmischung, nicht einem zufälligen Mineralgemenge entsprechen. Auffällig ist aber, dass der Feldspath, der Zirkon, der Titanit alle in anderer Ausbildung, als auf den Nephelinsyenitpegmatitgängen der Grenzzone am Langesundfjord auftreten.

Die Structur der Fredrikvärngänge weicht ganz beträchtlich von der-

jenigen der Gänge des Grenztypus ab und nähert sich vielmehr der gewöhnlichen Structur der sauren granitischen Pegmatitgänge. Entsprechend der oft bedeutenden Mächtigkeit sind sie auch häufig in ihrer Mitte sehr grosskörnig; auf einem Gange von 40—42 m Mächtigkeit habe ich bis 2 m grosse Feldspathindividuen beobachtet. Es ist bei so grobem Korn natürlich schwieriger, die wesentlichen Eigenthümlichkeiten der Structur zu fixiren. Wir wollen zum besseren Verständniss derselben ein paar Beispiele betrachten.

Die Gänge der Umgegend von Fredriksvärn sind sehr häufig plattenförmig, oft eine ganze Anzahl über einander gelegen, relativ schwach geneigt, zum Theil deutlich parallel zur Bankung des Syenit. Auf Svenör beobachtete ich z. B. an einer Stelle bei der Westküste dieser Insel acht plattenförmige Gänge über einander. Als Beispiel dieses Auftretens kann eine alte Profilskizze, welche ich vor vielen Jahren (1874) mit Dr. H. Reusch

Fig. 31.



Profil über die pegmatitischen Gänge bei Madhullet, westlich von Fredriksvärn.

zusammen von den Gängen bei Madhullet, in der Nähe von Fuglevik, westlich von Fredriksvärn aufnahm, dienen.

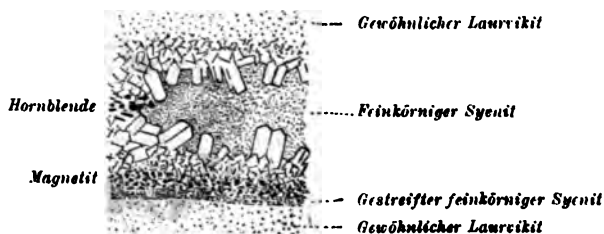
Man sieht hier eine grössere Anzahl Gänge übereinander gelegen, mehrere von ziemlich bedeutender Mächtigkeit. Die meisten dieser Gänge zeigen eine feinkörnige Randzone, mit bedeutend feinerem Korn, als der umgebende Laurvikit. Es ist dies eine Erscheinung, welche sehr häufig bei den Fredriksvärngängen beobachtet werden kann. Derartiger feinkörniger Syenit hat eine vollkommen gewöhnliche Gesteinsstructur; er kommt bisweilen nicht nur an der Grenzzone der Gänge, sondern auch, namentlich auf nicht allzu grossen Gängen auch bisweilen im mittleren Theile derselben local vor. Figur 32 zeigt im Maassstabe 4 : 50 einen Durchschnitt eines derartigen Syenitpegmatitganges von einer der Inseln bei Fuglevik, westlich von Fredriksvärn. Die untere Ganggrenze ist durch eine schmale Zone von feinkörnigem, gestreiftem Syenit von dem umgeben-

den Laurvikit getrennt. Ausserdem sieht man, dass die Gangmitte theilweise eingenommen wird von ganz feinkörnigem Syenit, gegen welche die grossen dicken Tafeln des Kryptoperthit, in der Regel Karlsbader Zwillinge, mit idiomorpher Begrenzung hineinragen. Die Korngrösse nimmt nach den Seiten hin ab. Längs der unteren Ganggrenze war eine Anreicherung mit Magnetit, an der Mitte des Ganges eine Anreicherung mit Hornblende zu beobachten*).

In anderen Fällen habe ich beobachtet, dass der gewöhnliche Laurvikit, wo er an die feinkörnige Ganggrenze anstösst, mit etwas grösseren idiomorph begrenzten Individuen in das feinkörnige Gestein hineinragt.

Dieser feinkörnige, wie ein gewöhnliches Eruptivgestein sich verhaltende Syenit tritt demnach nicht nur als eine schneller auskrystallisirte Ganggrenze, sondern auch deutlich als eine für sich injicirte letzte Gangspaltenfüllung in der Gangmitte auf; seine gewöhnliche Zusammensetzung ist mir

Fig. 32.



Querschnitt eines Syenitpegmatitganges von einer der Inseln bei Fuglevik. 1 : 50.

unbekannt, da ich versäumt hatte, Proben davon zu nehmen. Besonders reich an Eläolith scheint er nicht zu sein, da ich dies wohl notirt haben würde.

Merkwürdigerweise beobachtete ich auf einem der Syenitpegmatitgänge bei Fuglevik grössere (2—3 dem) Bruchstücke von feinkörnigen dunklen basischen Ausscheidungen; diese erwiesen sich unter dem Mikroskope aus einem Gemenge von Apatit (in Krystallen reichlich), Magnetit, Olivin (reichlich in gerundeten Körnern), Biotit (ganz spärlich), Pyroxen (diallagähnlich, der Diopsidreihe angehörig, mit Interpositionen wie im Laurvikit) bestehend; von Feldspath und Hornblende keine Spur. Auch basische Ausscheidungen im Gesteine selbst, welche ich auf einer der Fuglevikinseln beobachtete, zeigten eine ähnliche Zusammensetzung, hier jedoch den Biotit mehr vorherrschend, ausserdem mit ein wenig Barkevikit und Feldspath (Natronmikroklin und Oligoklas, beide voll von Interposi-

*) Vergl. einen von J. Lehmann beschriebenen ähnlichen Fall in Granitpegmatit von der Felswand unterhalb der Spinnerei Amerika, »Sächsisches Granulitgebirge« etc. S. 44, Taf. A Fig. 5.

tionen schwarzer Nadeln und Tafeln). Aegirin, Eläolith oder Sodalith habe ich dagegen in diesen basischen Ausscheidungen nicht beobachtet, was bestimmt darauf hindeutet, dass dieselben nicht mit den basischen gestreiften Gesteinsvarietäten der Grenzzone von Stokö, Arö etc. zusammengestellt werden dürfen; sie haben nichts mit den Ditroitegesteinen, welche jünger als die Laurvikite sind, zu schaffen, sondern sind ältere basische Ausscheidungen des Laurvikit selbst.

Selbst wenn auf den Ganggrenzen ganz feinkörnige Gesteinsvarietäten fehlen, pflegt doch immer ein hervortretender Unterschied in der Korngrösse des Ganggesteins an der Grenze und in der Mitte der Gänge vorhanden zu sein, wenigstens bei grösseren Gängen immer; gewöhnlich nimmt die Korngrösse sehr rasch nach der Mitte hin zu, und ist hier, wie schon oben erwähnt, oft riesig, indem bisweilen Feldspathindividuen von 2 m Grösse gemessen wurden. Da der Feldspath das bei weitem vorherrschende Gangmineral ist, bestimmt seine Ausbildung auch die Gangstruktur über-

Fig. 33.



Gangoberfläche Madhullet
b. Fredriksvärn. $\frac{1}{12}$ nat. Gr.

Fig. 34.



Polymignyt von Fredriksvärn
(P); zerbrochener u. gebogener
Krystall. H = Hornblende; die
feinen Linien geben die Grenzen
der Feldspathindividuen an. $\frac{2}{5}$.

haupt. Auf kleineren, weniger grobkörnigen Gängen ist die Structur mehr eugranitisch; auf grösseren macht sich eine hervortretende dicktafelige Ausbildung nach (040) geltend, wobei die Feldspathtafeln in grosser Verbreitung auch als Karlsbader Zwillinge ausgebildet sind. Fig. 33 stellt eine Gangoberfläche von 0,3 m Seite aus einem der normalen Fredriksvärngänge (von Fuglevik) dar. Man sieht hier das Verhältniss zwischen dem Feldspath und der Hornblende deutlich hervortreten; die Fallzeichen geben die Neigung der basischen Flächen der Feldspathtafeln an. Das Klinopinakoid (resp. das Brachypinakoid) der Feldspathtafeln pflegt dabei ungefähr senkrecht zu der plattenförmigen Begrenzung der Gänge orientirt zu sein, was jedoch keineswegs immer der Fall ist.

Wenn schriftgranitartige Verwachsungen zwischen Feldspath und Hornblende auftreten (was ich z. B. auf einem der grössten Gänge der Gegend von Fredriksvärn, am Kreuzungspunkte des Weges nach dem Hofe Gomsö mit dem Hauptwege zwischen Fredriksvärn und Helgeråen, ferner ausgezeichnet

bei Kleven links am Wege von Fredriksvärn nach Laurvik beobachtet habe), so pflegen diese wie andere schriftartige Verwachsungen längs der Gangseiten aufzutreten. Uebrigens findet man auch in anderen Beziehungen bei dem Auftreten der dunklen Mineralien bemerkenswerthe Verhältnisse. Erstens erreichen dieselben niemals die bedeutenden Dimensionen der Feldspäthe; dann ist die Hornblende ferner öfters local in grösserer Masse angesammelt, z. B. längs der unteren Ganggrenze der plattenförmigen liegenden Gänge, bald auch längs der Gangmitte. Die stengligen Hornblendeindividuen pflegen dann oft mit ihrer Längsrichtung der Gangfläche parallel angeordnet zu sein; bisweilen sind sie deutlich vor dem Feldspath auskrystallisirt, aber nachträglich zerbrochen, die einzelnen Bruchstücke von einander getrennt und später von dem Feldspath verkittet.

Bei näherer Betrachtung sieht man, dass sowohl die hier und da regelmässige Begrenzung der Hornblende-Individuen, als noch mehr die dicktafelartige Begrenzung der Feldspathzwillinge nur eine hypidiomorphe ist. Selbst in grobem Korn, noch mehr bei geringer Korngrösse ist die herrschende Gangstructur eine eugranitisch körnige mit eigenthümlichem Charakter, theils bedingt von der durch die langsamere und ruhigere Krystallisation verursachten abnormen Korngrösse, theils durch die plattenförmige Begrenzung der Gangmassen, welche immer wegen anfangender Krystallisation von den Grenzflächen aus eine gewisse symmetrische Structur von beiden Grenzflächen nach der Mitte hin bewirken musste. Der herrschenden eugranitischen Structur gemäss ist im Allgemeinen die Begrenzung der einzelnen Mineralkörner, welche sich gegenseitig bei ihrer Ausbildung gedrängt und gehindert haben, öfter vollkommen allotriomorph, als idiomorph, wie man es in der That auch bei allen eugranitischen Gesteinen vorfindet. Nur gegen ursprünglich offene Drusenräume findet man eine idiomorphe Begrenzung immer (vergl. Fig. 32).

Auch Bewegungen in der Gangmasse nach der angefangenen Krystallisation sind öfters durch die bruchstückartige Beschaffenheit der früher ausgeschiedenen Gangmineralien zu beobachten. Die zerbrochenen Hornblenden wurden schon erwähnt; man findet dieselbe Erscheinung auch bei den übrigen älteren Gangmineralien, so namentlich ausgezeichnet bei dem Polymignyt, was besonders durch die linealartige Form der Polymignytkrystalle bedingt wird. Fig. 34 stellt einen derartig zerbrochenen und gebogenen Krystall von Polymignyt von der Stadt Fredriksvärn nach einem dem mineralogischen Institute der Hochschule zu Stockholm angehörigen Handstücke in $\frac{1}{2}$ Grösse dar.

Die Krystallisationsfolge ist ebenso wenig auf den Gängen von Fredriksvärn, wie auf denen der Grenzzone am Langesundfjord eine absolut bestimmte; der Hauptsache nach ist sie jedoch in beiden Gruppen von Gängen analog. Auf den Fredriksvärngängen ist dieselbe demnach in der

Regel: Apatit; Magnetit, Pyrochlor, Polymignyt, Titanit und Zirkon; Pyroxen, Hornblende, (Lepidomelan); Sodalith (Spreustein) und Eläolith; Feldspath. Als jüngere Bildung kommen eigentlich nur Albit, Quarz, (Opal?), Spuren von Melinophan und Flussspath, sowie äusserst spärlich als schliessliche Drusenausfüllung Zeolithe und Kalkspath vor.

Die Mächtigkeit der Fredriksvärngänge ist öfters recht bedeutend; bis mehr als 40 Meter mächtige, plattenförmige, schwach geneigte Gänge habe ich an manchen Stellen in der Umgegend von Fredriksvärn beobachtet, so an dem früher erwähnten Kreuzungspunkte der Wege von Fredriksvärn nach Gomsö und nach Helgeråen, ferner in der Nähe von Madhullet bei Fuglevik, bei Bruval etc.; 2—5 m mächtige Gänge sind recht zahlreich, die Mehrzahl derselben ist jedoch auch in der Gegend von Fredriksvärn wohl unter 1 m. Zum Unterschiede von den Gängen der Grenzzone am Langesundfjord sind nun die grösseren Fredriksvärngänge fast immer sehr grobkörnig, wie schon oben erwähnt mit bis zwei Meter grossen Feldspathindividuen, was auf bei weitem ruhigere und langsamere Krystallisation hindeutet; diese Grobkörnigkeit, sowie das ganz vorherrschende Auftreten des Feldspath hat deshalb auch veranlasst, dass auf den Fredriksvärngängen an manchen Stellen ein Betrieb auf Feldspath versucht wurde, in den meisten Fällen jedoch mit geringem Erfolge wegen der häufigen Verunreinigung desselben durch auf feinen Adern und Spalten abgesetzte Oxydhydrate (s. im speciellen Theile). Auch an den relativ wenigen Vorkommen des mit hübschem Farbenspiele versehenen Feldspathes wurde öfters, aber auch hier mit geringem Erfolge, ein Ausbeuten dieses Minerals versucht.

Fassen wir die oben gegebene Charakteristik der Gänge des Fredriksvärn-Typus kurz zusammen, so ergibt sich Folgendes.

Sie sind ziemlich regelmässig auftretende, oft mächtige, plattenförmige Gänge von ziemlich constanter Zusammensetzung (Feldspath vorherrschend, mit ein wenig Barkevikit, seltener auch mit einem Pyroxen der Diopsidreihe etc., bisweilen etwas Eläolith u. s. w., accessorisch Zirkon, Magnetit, Apatit, bisweilen Pyrochlor, Polymignyt etc.) und mit häufig andeutungsweise bandförmiger, grobkörniger bis grobkörniger, eigenthümlich eugranitischer Pegmatitstructur.

Ganz ähnliche Gänge finden sich nun auch in der Grenzzone am Langesundfjord; die Mineralcombination Feldspath, Barkevikit, Zirkon (in prismatischer Ausbildung), Pyrochlor (auf Håö bei Vrangsund, bei Barkevik auf mehreren Gängen, auf Lövdö, auf Sigtesö, hier mit Helvin etc.) mit etwas Eläolith etc., sowie gewöhnlich auch die plattenförmige Ausbildung ist hier ebenfalls charakteristisch; bisweilen kommen hier auch noch andere Mineralien dazu, gewöhnlich fehlen aber die accessorischen Mineralien ausser Zirkon, welcher fast immer in Spuren

vorhanden ist, und bisweilen, z. B. auf mehreren Gängen bei Barkovik, auf Lövvö (gegenüber Brevik), bei Auen am Landgangsfjord etc., in bedeutender Menge vorgefunden worden ist.

Keiner der Gänge der Inseln des Langesundfjord hat jedoch, was Reichthum an Zirkon betrifft, einen kleinen im speciellen Theile öfters (unter Helvin, Yttergranat etc.) erwähnten Gang hoch oben am Felsen auf der Südspitze der Insel Stokö übertroffen.

Es fand sich hier früher (jetzt ist er wohl zum grössten Theile wegmünirt) im Augitporphyr ein kleiner, höchstens einige Decimeter mächtiger liegender Gang, den ich früher gewiss unrichtig als einen Ausläufer der grossen Gangmasse der Südspitze der Insel Stokö auffasste (als solcher ist er z. Th. auch im speciellen Theile angeführt), während er aller Wahrscheinlichkeit nach eher mit den syenitischen Pegmatitgängen des Fredriksvärn-Typus zusammengestellt werden muss. Dieser kleine liegende Gang besass in seinem äussersten auskeilenden Theile eine ganz auffallende Zusammensetzung; ausser dem gewöhnlich rothen oder graulichweissen Feldspath, rothem Eläolith, Spreustein, Lepidomelan, etwas Aegirin und Magnetit, welche Mineralien in dem dickeren Theile desselben herrschend waren, fand sich hier in dem auskeilenden Ende noch eine Reihe seltener Mineralien zum Theil in erstaunlicher Menge, wie: Zirkon, Titanit (sogenannter Eukolit-Titanit), Pyrochlor, schwarzer Granat (sogenannter Yttergranat), schwefelgelber Helvin, violblauer Flussspath, Molybdänglanz etc. und als jüngste Bildung spärlich Analcim und Natrolith. Die Abscheidung dieser seltenen Mineralien hat zwar zum grössten Theile vor der Bildung der Hauptmineralien stattgefunden, denn der Helvin, der Yttergranat, der Flussspath sind oft, der Titanit und der Zirkon wohl immer gegen Feldspath etc. mit Krystallbegrenzung ausgebildet. Andererseits sind die Krystalle des Yttergranats von Spreustein- (früher Sodalith) Krystallen durchspiesst; der Helvin kommt grösstentheils als spätere Bildung zwischen den Feldspathtafeln eingeklemmt vor etc.; kurz, die früh angefangene Bildung der genannten seltneren Mineralien hat auch während des Erstarrrens der Hauptmineralien der Gangmasse theilweise sich fortgesetzt und zwar eben in den äussersten Auskeilungen derselben in reichlicher Masse. Ich habe hier von dem Ende dieses Ganges Gangstücke der ganzen Mächtigkeit desselben von nur ca. 5 cm Breite, welche vielleicht zur Hälfte oder zum Drittel aus Zirkon (P , $3P$, ∞P) in höchstens centimeterlangen Krystallen bestehen. Das reichliche Vorkommen von violblauem Flussspath zusammen mit den genannten seltneren Mineralien ist gewiss nicht ohne Bedeutung für das richtige Verständniss dieser ganz lokalen Anhäufung von Mineralien wie Zirkon und Titanit, welche sonst nur geringe Bruchtheile der ganzen Gangmasse ausmachen.

Es ist bei den Sammlern am Langesundfjord eine allgemeine Erfah-

rung, dass die plattenförmigen, gröberkörnigen Gänge mit vorherrschend röthlichem (wegen Absatz von Eisenoxydhydrat auf Spalten) Feldspath, Hornblende und etwas Magnetit, welche so zahlreich in den entfernteren, äusseren Theilen der Grenzzone auftreten (z. B. am Landgangsfjord etc.), gewöhnlich beim Suchen nach Mineralien gar keine Ausbeute geben. Es sind diese Gänge den Gängen des Fredriksvärn-Typus entsprechend. In der näheren Grenzzone finden sie sich auch, aber bei weitem spärlicher.

Umgekehrt finden sich in der Gegend von Laurvik, namentlich in der Stadt selbst und auch noch weiter nördlich an Farrisvand hier und da Gänge, welche sowohl in ihrer Zusammensetzung (reichlicheres Auftreten von Eläolith, accessorischer Mineralien wie Wöhlerit etc.), als in ihrer unregelmässigen Begrenzung und ihrer Structur mit den gewöhnlichen nephelinsyenitischen, durch an Zirkonium reichen Mineralien charakteristischen Gängen der Grenzzone am Langesundfjord übereinstimmen.

In der Küstengegend östlich von Laurvik, in deren südlichem Theile noch Gänge des Fredriksvärn-Typus nicht so selten sind, habe ich pegmatitische Gänge des nephelinsyenitischen Grenzzonentypus nicht angetroffen.

Wie sich die drei Gangtypen, welche oben vorzugsweise unterschieden wurden: nämlich I. die Gänge der Grenzzone am Langesundfjord mit den Unterabtheilungen: a. die Melinophan-Homilit-führenden und b. die Katapleit-Eukolit-führenden Gänge, sowie II. die Gänge des Fredriksvärn-Typus, die sich am Langesundfjord als der entfernteren Grenzzone angehörig zeigen, — wie diese drei Gangtypen sich zu einander verhalten, dürfte nach Obenstehendem mit ziemlicher Sicherheit, obwohl nicht in allen Einzelheiten, entschieden werden können.

Sicher ist, dass alle drei Gangtypen nicht so scharf getrennt sind, dass nicht Uebergänge zwischen denselben vorhanden wären.

Dagegen könnte man darüber zweifelhaft sein, ob sie alle oder mehrere derselben als ungefähr gleichzeitige, oder ob sie als ziemlich continuirlich auf einander folgende Bildungen anzusehen sein dürften.

Ich möchte meinerseits die letztere Annahme als äusserst wahrscheinlich und theilweise bewiesen ansehen.

Die Zusammensetzung der Gänge des Fredriksvärntypus entspricht der Zusammensetzung der Augitsyenite (Laurvikite) selbst oder noch mehr der feinkörnigeren augitsyenitischen Gänge, sowohl mineralogisch als chemisch; es ist in dieser Beziehung namentlich charakteristisch: die Armuth an Eläolith und Sodalith im Vergleich mit den Gängen der Grenzzone, das Fehlen des Aegirin in den meisten Fällen, wogegen ein demjenigen des Hauptgesteins (und der feinkörnigeren Gänge) ähnlicher diopsidartiger Pyroxen (Kleven etc.)

gefunden wurde, die Armuth an accessorischen, an Zirkonium reichen Mineralien, der prismatische Typus des Zirkon etc. Man kann nach der Gesammtheit der Beobachtungen kaum daran zweifeln, dass die Gänge des Fredriksvärntypus die ältesten, unmittelbar in Verbindung mit der Eruption der Augitsyenite selbst nach ihrer Verfestigung gebildeten, pegmatitischen Gänge dieses Gebietes sind; sie sind weniger längs zufälliger Spalten, als längs der Contractionsflächen der Bankung des Augitsyenit selbst eingedrungen; ihre sehr grosskörnige Structur dürfte wohl dadurch erklärlich sein, dass die noch stark erhitzten Umgebungen sich nur langsam abkühlten, also eine langsame Krystallisation in grossem Korn ohne grössere Störungen begünstigen mussten; sie sind nicht nur pegmatitische Aequivalente der Augitsyenite, sondern bisweilen selbst als Augitsyenitpegmatite ausgebildet.

Vielleicht noch während ihrer Bildung fingen längs der Grenzzone am Langesundfjord die grösseren Einstürze an, wodurch das Aufpressen der nephelinsyenitischen Gesteine, wie oben beschrieben, verursacht wurde; es wurde oben nachgewiesen, dass mit diesen Gesteinen, welche überall jünger, als die Augitsyenite (Laurvikite) dieser Gegend sind, ihrer Zusammensetzung nach die typischen pegmatitischen Gänge der Grenzzone am Langesundfjord in der Hauptsache übereinstimmen. Aus Gründen, welche oben angeführt wurden, möchte ich es für wahrscheinlich halten, dass unter den dieser Grenzzone angehörigen Gangtypen die Melinophan-Homilit führenden Gänge älter, als die Katapleit-Eukolit führenden sind, obwohl beide Typen in naher Verwandtschaft stehen. Vielleicht sind die ersteren nahezu gleichzeitig mit den nicht pegmatitischen nephelinsyenitischen Grenzgesteinen selbst, die letzteren als Schlussbildungen zu betrachten. Theilweise dürften sie jedoch gleichzeitiger Entstehung sein; so muss aller Wahrscheinlichkeit nach jedenfalls die Zeolithbildungsphase (dritte Phase der Gangbildung) bei beiden (vielleicht bei allen drei) Gangtypen gleichzeitig stattgefunden haben.

Die durch ganz specielle locale Verhältnisse abweichenden Gänge in dem devonischen Sandsteine längs der Grenzzone am Langesundfjord und in Eidanger, die sauren quarzreichen Gänge, sowie die basischeren Gänge im Augitporphyr, welche besonderen Umständen (Resorption aus dem Nebengestein) ihre ungewöhnliche Zusammensetzung verdanken, könnten noch als eigene Gangtypen aufgeführt werden. Da sie aber erstens, was ihre Verbreitung betrifft, nur eine ganz unbedeutende Rolle spielen, da sie ferner genetisch den übrigen pegmatitischen Vorkommnissen der Grenzzone zugehören dürften, scheint mir ihre theoretische Bedeutung schon durch die oben gegebene Beschreibung genügend berücksichtigt, ohne dass

es nöthig wäre, ihre Stellung durch besondere Gruppierung den übrigen Grenzgangtypen gegenüber noch mehr zu präcisiren.

Somit wären wir mit der Uebersicht der generellen Verhältnisse dieser interessanten Gruppe von pegmatitischen Ganggesteinen fertig; ehe wir diese Skizze abschliessen, dürften jedoch noch einige weitere Erläuterungen anhangsweise hinzugefügt werden können.

Granitische Pegmatitgänge des Christianiagebietes.

Unter den übrigen Gesteinsserien der postsilurischen Eruptionsepoche des Christiangebietes finden sich ähnliche pegmatitische Schlussfaciesbildungen, wie die syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der Gegend von Fredriksvärn und der Grenzzone am Langesundsfjord, nur äusserst spärlich repräsentirt. Es kommen zwar geringe Spuren basischer pegmatitischer Gänge in den Gabbroproterobasen Brandbokampens auf Hadeland vor; ferner geringe Spuren saurer pegmatitischer Gänge in den Nordmarkiten (Quarzsyeniten) des Tonsenäs bei Christiania, wo auf pegmatitischen Adern und Drusenräumen unter anderem auch die im speciellen Theile beschriebenen tafelförmigen Orthite vorkommen: auch finden sich als Begleiter anderer Apophysen und Gänge pegmatitische Apophysen in silurischen Kalkstein- und Schieferschichten oberhalb des Granititlakkolithen in Hörtekollen (in Lier) in lehrreicher Ausbildung und in mancherlei Weise variirend.

Das einzige Beispiel pegmatitischer Gangbildungen, welche mit unserer Grenzzone der syenitischen Gesteine am Langesundsfjord näher zusammengestellt zu werden verdienen könnten, bilden jedoch die sauren pegmatitischen Gänge längs des grossen Natrongranitgebietes auf Eker.

Ausser Apophysen mit aplitischen und granophyrischen und selbst quarzporphyrischen Structurformen finden sich längs der Grenze des Natrongranitgebietes auf Eker auch noch pegmatitisch struirte Gänge. Eine derartige pegmatitische Apophyse ist das im speciellen Theile S. 316—318 beschriebene Vorkommen des Akmit in der Nähe von Rundemyr oder Kjerupputten auf Eker.

Es dürfte schwierig sein, einen entscheidenderen Beweis für die Genesis der Pegmatitgänge als langsam abgekühlte Magmaapophysen zu finden, als den Akmitgranitpegmatitgang von Rundemyr. Dieser kann nämlich unmöglich aus den umgebenden, aus contactmetamorphosirten Kalksteinen und Schiefen bestehenden, silurischen Gesteinen durch Auslaugung und Abstreifen von Lösungen etc. gebildet sein, sondern seine Substanz muss von dem naheliegenden Aegiringranitgebiete von Kyrkjeld-Hamrefjeld stammen; die Beobachtungen zeigen, dass die feinkörnigen Akmitaplitgänge bei

der Grube Rökeberg (mit ihren bis mehrere Centimeter langen Akmitnadeln) vollkommen analoge Bildungen sind, nur schneller abgekühlt und deshalb feinkörniger, während der pegmatitische Gang von Rundemyr erst später injicirt worden sein dürfte, nachdem die grosse naheliegende Aegiringranitmasse die umgebende Silurformation auf eine höhere Temperatur erwärmt hatte, woraus eine langsamere Abkühlung und dem entsprechend eine grobkörnigere pegmatitische Structur (mit riesiger Korngrösse in der Gangmitte) resultiren musste.

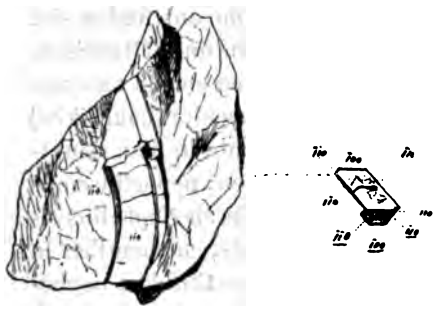
Die Knickung und Biegung und spätere Verkittung der Akmitkrystalle, welche noch weiter im speciellen Theile erwähnt werden wird, und welche hier durch folgende Figuren erläutert werden kann, beweist, ganz analog mit ähnlichen Beobachtungen aus den syenitpegmatitischen Gängen bei Fredriks-

Fig. 36.



Zerbrochene, durch Quarz verkittete Krystalle von Akmit. 1/2.

Fig. 35.



Gebogener Krystall von Akmit. 1/2.

värn und an der Grenzzone am Langesundfjord, dass das Magma während der Krystallisation in Bewegung gewesen ist. Für die magmatische Erstarrung ist die feinkörnige Ganggrenze mit den im speciellen Theile erwähnten sphärolithischen Gebilden ebenfalls von Bedeutung; von Interesse ist dabei, dass vollkommen übereinstimmende sphärolithische Gebilde auch in dem entsprechenden normalkörnigen Massengesteine, dem Aegiringranit von Hamrefjeld, beobachtet wurden. Ich halte sie für Sphärolithe eines eisenarmen Minerals der Aegirinreihe, womit die starke Doppelbrechung, der negative Charakter der Längsrichtung der Strahlen, die fast, jedoch nicht genau parallele Auslöschung, sowie die schwach gelbliche Farbe etc. stimmen.

Vergleich der südnorwegischen syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgänge mit verwandten Vorkommnissen, sowie mit den sauren granitischen Pegmatitgängen etc.

Pegmatitisch struirt Gänge sind gewöhnlich die zuletzt, jedenfalls wohl nach dem Erhitzen ihrer Umgebungen, erstarrten, deshalb langsam und mit grossem Korne krystallisirten magmatischen Spaltenausfüllungen der Tiefengesteinsruptionen; ohne Rücksicht auf ihr Auftreten im betreffenden Tiefengesteine selbst oder längs der Peripherie desselben in angrenzenden Gesteinen, muss demnach — abgesehen von ganz speciellen Verhältnissen — ihre Zusammensetzung im Allgemeinen den entsprechenden Massengesteinen, deren Eruptionen sie begleiten und zugehörig sind, der Hauptsache nach entsprechen.

Diese allgemein gültige Regel bestätigt sich auch überall. Die Gabbro-diabase Hadelands sind von sehr basischen pegmatitischen Gängen begleitet; im Labradorfelsgebiete an der Südwestecke Norwegens (diese Labradorfelse gehören, als extreme Glieder, der Noritreihe an) finden sich entsprechende Pegmatitgänge von Labrador, Hypersthen und Titaneisen, mit metergrossen Individuen von Labrador und Hypersthen etc. In unserem Syenitgebiete haben wir gesehen, dass die älteren Augitsyenite (Laurvikite) entsprechend zusammengesetzte pegmatitische Aequivalente in den, hauptsächlich in der Umgegend von Fredriksvårn auftretenden, nephelinarmen Syenitpegmatitgängen besitzen, während die etwas jüngeren Nephelinsyenite (Laurdalite, Foyatte, Ditroite) andererseits ebenfalls, namentlich in den Gängen der Grenzzone am Langesundfjord, ihre pegmatitischen nephelinreicheren Aequivalente haben. Entsprechend den Natrongraniten (Aegirringraniten) Ekers wurde das pegmatitische Vorkommen des Akmit von Rundemyr in den angrenzenden Silurschichten nachgewiesen. Was die sauren Granitite des Grundgebirges des südlichen Norwegens betrifft, so sind sie gleichfalls mit entsprechenden granitischen Pegmatitgängen (Moss — Fredrikshald, Tvedestrand — Arendal, Lister — Hitterö) in ihrer Randzone umgeben, deren Zusammensetzung, was die Hauptmineralien Mikroklin und Oligoklas, Quarz, Biotit betrifft, auch hier dem zugehörigen granitischen Gesteine entspricht, nicht dem Nebengesteine, in welchem sie bisweilen ausserhalb der Granitite selbst auftreten, was z. B. durch die, im Labradorfels und Norit auf Hitterö auftretenden, bekannten mineralienreichen Granititpegmatitgänge dieser Insel namentlich evident bewiesen wird *), indem diese Gänge dem angrenzenden Granitit, nicht aber dem umgebenden Labradorgesteine entsprechen. Ich habe früher nachgewiesen, dass im süd-

*) S. hierüber: Th. Scheerer, »Ueber den Norit und die auf der Insel Hitterö in dieser Gebirgsart vorkommenden mineralienreichen Granitgänge«. *Gaea norvegica* 1844, H. 2 und W. C. Brögger, »Noote bemærkninger om pegmatitgangene ved Moss og deres mineraler«, *Geol. Foren. Forhandl.* 1881, S. 371.

lichen Norwegen ausser diesen gewöhnlichen granitischen Pegmatitgängen auch noch eine andere Gruppe von Granitpegmatitgängen mit der vorherrschenden Mischung: Oligoklas und Albit, Quarz, Muscovit auftritt, eine Gruppe, welche auch aus manchen anderen Gegenden bekannt und überall durch charakteristische Mineralienführung ausgezeichnet ist*). Genauer besehen findet man auch häufig, dass selbst bei beschränkteren Granitgebieten ihre pegmatitischen Aequivalente der jenen speciell eigenthümlichen Zusammensetzung ganz übereinstimmend entsprechen, wie es z. B. in dem Gebiete des Granitit von Stockholm sehr gut studirt werden kann.

Wenn es nun aber auch infolge der oben angenommenen Entstehung der pegmatitischen Gänge im Allgemeinen als ganz naturgemäss erwartet werden müsste, dass sie, was die Hauptmineralien betrifft, eine dem zugehörigen Hauptmassiv ungefähr entsprechende Zusammensetzung besitzen, weil sie aus einem gemeinsamen Magma mit dem Hauptmassiv stammen, so ist es doch bei weitem auffälliger, dass auch die jeder Art von Pegmatitgängen eigenthümliche Paragenesis von mehr accessorischen Mineralien auch auf Pegmatitgängen von gleichartiger Zusammensetzung wiederkehrt.

Nephelinsyenitpegmatite sind von mehreren Vorkommnissen bekannt. So stammen gewiss die interessanten Mineralien von Kangerdluarsuk in Grönland theilweise aus pegmatitischen Gängen; es sind nun hier aber nicht nur die Hauptmineralien Feldspath, Eläolith, Sodalith, Aegirin (Arfvedsonit), dunkler Glimmer, ungefähr dieselben**), wie in der Grenzzone am Langesundfjord, sondern auch manche accessorische Mineralien finden sich dort entsprechend dem norwegischen Vorkommen. Ich erinnere hier namentlich an das reichliche Auftreten des Eudialyt, entsprechend dem Eukolit, des Rinkit, entsprechend dem Johnstrupit und dem Mosandrit, des Steenstrupin, entsprechend den Mineralien der Melanoceritgruppe am Langesundfjord; von anderen Mineralien, welche beiden Vorkommnissen gemeinsam sind, können Astrophyllit, ein eigenthümlicher Lithionglimmer, wahrscheinlich der Ainigmatit, ferner auch die Zeolithmineralien Analcim, Natrolith (als Spreustein nach Sodalith) erwähnt werden***). Wahrscheinlich werden künftige Untersuchungen an dem schwierig zugänglichen grönländischen Vorkommen noch mehrere mit dem norwegischen gemeinsame oder analoge Mineralien kennen lernen.

*) Vergl. hierüber meine eben citirte Abhandlung. Es entspricht diese Gruppe zwar kaum in ihrer Zusammensetzung direct einem analog zusammengesetzten Massengesteine, sondern denselben Granititen, wie die granitischen Pegmatitgänge, was auf besondere Verhältnisse zu beziehen ist, worüber weiter unten.

**) Der Arfvedsonit spielt auf den norwegischen Gängen keine Rolle; er ist hier durch Barkevikit ersetzt.

**) Es verdient bemerkt zu werden, dass bei Kangerdluarsuk auch ein olivinführender Augitsyenit, welcher durch seine Zusammensetzung an den norwegischen Laurvikit erinnert, vorkommt.

Auf Drusenräumen und Gängen im Miascit von Miask im Ilmengebirge, Ural, finden sich nach den Untersuchungen G. Rose's*) ausser den Hauptmineralien: Feldspath, Eläolith, Sodalith, Cancrinit, schwarzem Glimmer, auch Zirkon, Ilmenit, Apatit und Flussspath: vielleicht gehört auch der Pyrochlor, welcher von Rose aus seinem »eläolithfreien Miascit« angeführt wird, zu dieser Mineralassociation: die Hauptmasse der übrigen Mineralien des Ilmengebirges gehört aber jedenfalls den granitischen Pegmatitgängen an, welche nach Rose's Angabe jünger sind und den »eläolithfreien Miascit« durchsetzen.

Von Ditro in Siebenbürgen. Litchfield in Maine**), Foya in Portugal, dem Saraschantale oberhalb Samarkand (Eudialyt), Arkansas, Brasilien und anderen Nephelinsyenitgebieten ist über die pegmatitische Gangparagenesis nur wenig bekannt, ausser dass die gewöhnlichen Hauptmineralien, meist von Zirkon begleitet, dort auftreten.

Von Kassa ist nach Stücken, welche mir G. Gürich aus Breslau zusandte***, ausser den gewöhnlichen Hauptmineralien noch Astrophyllit und Lavenit bekannt, von Brasilien nach Fr. Graeff(†) Lavenit und Rinkit ‡, Turmalin, Zinnstein etc. Diese Mineralien kommen an den genannten Fundorten theilweise auf gewöhnlichen, nicht pegmatitischen Gesteinsgängen oder im Gesteine selbst vor. Dies letztere ist besonders aber der Fall mit dem von W. Ramsay entdeckten merkwürdigen eudialytführenden, ägirinreichen, nephelinsyenitischen Gesteine von Luïjaur Urt in Kola, Lappland, welches ich nach meiner Systematik »Luïjaurit« bezeichnen möchte: Ramsay hat hier in diesem Gesteine eine ganze Anzahl zum grossen Theile wohl neuer merkwürdiger Mineralien, die meisten wohl aus Titan- und Zirkonium-§ reichen Verbindungen bestehend, entdeckt. Unter den Mineralien dieses Gesteines befinden sich aber auch Ainigmatit, Eudialyt oder richtiger ein Mineral der Eudialytreihe, ein dem Lavenit ähnlich aussehendes, aber nicht ihm zugehöriges Mineral etc. Es dürfte dies interessante Gestein am ehesten als ein porphyrtartiges Äquivalent des eudialytführenden Sodalithsyenit von Kangerdluarsuk anzusehen sein.

Auch in entsprechenden Tageseruptivgesteinen der Phonolithreihe finden wir übrigens als accessorische Mineralien die Paragenesis der an Zir-

* »Ueber die mineralogische und geognostische Beschaffenheit des Ilmengebirges«. Pogg. Ann. 1839, 47, 376.

** Nach F. W. Clarke Amer. Journ. of science III 31, 363. s. diese Zeitschr. 12, 393 findet man hier Feldspathe, Eläolith, Sodalith, Cancrinit, Lepidomenit, Zirkon, »a black mineral resembling columbite« doch kann dies Mineral, Br., Hydrocephalit.

*** Siehe G. Gürich, »Beiträge zur Geologie von Westafrika«, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1887, 39, 96—148. Ref. in dieser Zeitschr. 17, 312.

† Min.-petrogr. Unters. v. Eläolithsyeniten von der Serra de Tingua, Provins Rio de Janeiro, Brasilien, Neues Jahrb. f. Min. 1887, 2, 222—242 Ref. in dies. Zeitschr. 15, 637.

konium und Titan reichen Mineralien, wie Lāvenit, Rinkit (?), Ainigmatit etc., obwohl in geringer Verbreitung.

Wir sehen also in Zusammenfassung des Obenstehenden, dass für die pegmatitischen Ganggesteine (und zum Theil für die normalkörnigen Gesteine) der Nephelinsyenitreihe ausser der Paragenesis der Hauptmineralien: natronreiche Feldspäthe, Eläolith, Sodalith, Cancrinit, Lepidomelan, Aegirin, Arfvedsonit oder anderer natronreicher Hornblenden, oft auch eine grössere oder geringere Anzahl namentlich an Zirkonium (und Titan) reichen Mineralien, charakteristisch und ausserhalb denselben nicht bekannt ist.

Vergleichen wir damit die Mineralassociation der sauren granitischen Pegmatitgänge, so ergibt sich sofort, dass diese ganz abweichend ist. Auch hier findet sich eine bedeutende Anzahl mehr accessorischer Mineralien, welche dieselben charakterisiren und von welchen viele aus zahlreichen über die ganze Erde vertheilten Vorkommen bekannt sind. Nun sind zwar bei weitem nicht alle granitischen Pegmatitgänge gleich zusammengesetzt; ich bin davon überzeugt, dass die nähere Untersuchung zeigen wird, dass mehrere distincte Gruppen verschieden zusammengesetzter Granititpegmatitgänge, Granitpegmatitgänge etc. auseinander gehalten werden können. Es wurde schon oben der Akmitgranitpegmatit von Rundemyr ausgeschieden, ferner auf die beiden früher von mir ausgeschiedenen Gruppen: die normalen Granititpegmatite (mit dunklem Biotit, Mikroclin und Quarz als Hauptmineralien) und die Muscovitpegmatite *) (mit neben dem Mikroclin vorherrschendem Oligoklas und Albit, sowie mit Muscovit) hingewiesen; diese beiden letzteren, nahe verbundenen Gruppen zeigen eine besondere Gesellschaft accessorischer Mineralien, indem die erstere gewöhnlich reicher an Tantalaten, Niobaten etc., die letztere reicher an Beryll, Topas etc. ist. Gewiss werden auch andere Gruppen als diese ausgeschieden werden können (die Turmalingranitpegmatite z. B.), was aber hier, wo es sich nur um einen Vergleich der sauren granitischen Pegmatitgänge überhaupt mit den relativ basischen Augitsyenitpegmatitgängen und Nephelinsyenitpegmatitgängen handelt, von geringerer Bedeutung ist.

Von derartigen »accessorischen«, durch die Mitwirkung von »agents minéralisateurs« (ich sehe in dieser ganzen Darstellung von der Bedeutung des gewiss wichtigsten aller »agents minéralisateurs«, des Wassers, bei der Quarzbildung etc. ab) gebildeten Mineralien der granitischen Pegmatitgänge ist eine sehr grosse Anzahl bekannt. In dem folgenden Verzeichnisse sind zum Vergleiche die wichtigsten primären (der ersten und zweiten

*) Es ist nicht richtig, wenn manche Autoren (z. B. G ü m b e l, Grundz. d. Geol. S. 407) den dunklen Glimmer als selten auf Pegmatitgängen ansehen, und auf den typischen Pegmatitgängen als »weitاً vorherrschend« weissen Glimmer nennen; auf den tausenden von norwegischen Pegmatitgängen ist das Verhältniss gerade umgekehrt.

Phase der Gangbildung angehörigen) Mineralien der sauren granitischen Pegmatitgänge (I.), sowie der syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgänge (II.), neben einander zusammengestellt.

I.	II.
Molybdänit und andere schwefelhaltige Erze	Molybdänit und andere schwefelhaltige Erze
Korund	—
Eisenglanz	Eisenglanz
Titaneisenerz	Titaneisenerz
Magnetit	Magnetit
Quarz	(Quarz)
Andalusit	—
Topas	—
Cordierit	—
Orthit	—
—	Mosandrit
—	Johnstrupit
—	Rinkit
Gadolinit	—
—	Homilit (Cerhomilit)
—	Datolith
Zirkon(Malakon,Cyrtolith,Alvit etc.)	Zirkon
Zinnstein	(?)
Thorit (Uranothorit, Auerlith etc.)	Thorit (Orangit, Calciothorit, Eukrasit etc.)
(Rutil, Anatas und Brookit)*	—
Mangangranat etc.	—
—	Kalkeisengranat (Melanit, Yttergranat etc.)
—	Helvin
—	Sodalith
Lithionglimmer verschiedener Art	Lithionglimmer verschiedener Art
Muscovit	—
Lepidomelan und Meroxen	Lepidomelan
(?)	Astrophyllit
—	Nephelin
—	Cancrinit
Kaïnosit	—
Eukryptit	—

*) Als reine Drusenminerale von Klockmann aus den Granitgängen des Riesengebirges erwähnt (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1882, 34. S. diese Zeitschr. 8, 315).

Bertrandit	—	Leukophan	—
—	—	Melinophan	—
Akmit *	—	Aegirin	—
Spodumen	—	Diopsid	—
(?)	—	Lävenit	—
—	—	Wöhlerit	—
—	—	Hiortdahlit	—
—	—	Rosenbuschit	—
(?)	—	Arfvedsonit	—
—	—	Barkevikit	—
—	—	Ainigmatit	—
Gew. Hornblende	—	(Tremolith ?)	—
Phenakit	—	Turmalin	—
Turmalin	—	—	—
Beryll	—	—	—
Pollux	—	—	—
Petalit (Castor)	—	—	—
Mikroklin	—	Mikroklin	—
Albit	—	Albit	—
Oligoklas	—	—	—
Titanit	—	Titanit (Eukolit-Titanit)	—
Yttrotitanit (Tschewkinit)	—	—	—
—	—	Perowskit	—
—	—	Kataplekt und Natronkataplekt	—
—	—	Eudialyt und Eukolit	—
—	—	Cappelenit	—
—	—	Melanocerit	—
—	—	Karyocerit	—
—	—	Tritomit (Erdmannit etc.)	—
—	—	Steenstrupin	—
Fergusonit	—	—	—
Tapiolit	—	—	—
Mossit	—	—	—
Tantalit	—	—	—
Yttrotantalit	—	—	—
Samarskit	—	—	—
Columbit	—	—	—
Euxenit	—	—	—
Polykras (Ännerödit, Mengit etc.)	—	—	—

* Nur im natronreichen Akmitgranitpegmatit von Eker.

Hjelmit	—
Aeschynit	—
—	Polymignyt
— (?)	Pyrochlor
Uranpecherz (Bröggerit, Cleveit)	—
Wolfram etc.	—
Apatit	Apatit
Monazit	(?)
Xenotim	Xenotim
Herderit	—
Triplit	—
Amblygonit	—
Beryllonit	—
Triphyllin	—
Lithiophililit	—
Rhodizit	—
Jeremejewit (Eichwaldit)	—
—	Nordenskiöldin
—	Hambergit
Tysonit (Fluocerit)	—
Flussspath	Flussspath
Kryolith	—
Chiolith etc.	—
Prosopit	—

Das obenstehende Verzeichniss der auf granitischen resp. nephelin-syenitischen und syenitischen Pegmatitgängen auftretenden Mineralien ist nicht vollständig; so sind die Erze, welche jedoch keine Rolle auf den Gängen spielen, nur beispielsweise, die zahlreichen Mineralien der dritten

meinsam sind, und zwar fast sämmtlich solche, welche auch auf Vorkommenen anderer Bildung und Paragenesis verbreitet sind (Molybdänit etc., Eisenglanz, Titaneisenerz, Magnetit, Quarz, die Glimmerminerale, die Feldspäthe, Titanit, Zirkon, Apatit, Turmalin, Flussspath). Nur Thorit und Xenotim sind seltene Mineralien, welche beiden Gruppen angehören. Dagegen sind aus den granitischen Pegmatitgängen oben ca. 35 ausschliesslich aus solchen bekannten Mineralien, aus den nephelinsyenitischen und syenitischen Pegmatitgängen ca. 25 ausschliesslich aus diesen bekannte Mineralien aufgezählt. Diese Mineralien sind wohl ohne Ausnahme solche, bei deren Bildung wir die Mitwirkung von besonderen »agents minéralisateurs« annehmen müssen*).

Charakteristisch für die granitischen Pegmatitgänge sind dabei besonders zahlreiche Tantalate, Niobate, Phosphate etc., welche nur äusserst spärlich auf den nephelinsyenitischen Gängen repräsentirt sind; umgekehrt sind diese durch eine ganze Anzahl an Zirkonium reichen Mineralien, Fluorzirkonate und andere an Fluor und Bor reiche Mineralien, welche auf den ersteren fehlen, charakterisirt.

Es ist in der That eine äusserst auffällige Thatsache, dass von vielen auf den granitischen Pegmatitgängen so ausserordentlich verbreiteten Mineralien, wie z. B. Monazit, Columbit, Zinnstein, Beryll, Topas, Orthit, Gadolinit, auf den nephelinsyenitischen Gängen bis jetzt auch kaum die geringste Spur entdeckt worden ist; der Turmalin, eines der allerhäufigsten pneumatolytischen Granitpegmatitgangminerale, wurde nur einmal als grosse Seltenheit angetroffen.

Dass die pneumatolytischen Prozesse, durch deren Mitwirkung die grosse Anzahl der charakteristischen seltenen Mineralien der Pegmatitgänge verschiedener Art gewiss gebildet wurden, auf den granitischen Gängen vorzugsweise eine Anhäufung von Niobium, Tantal, Uran, Wolfram, Zinn, Thorium, Cer, Lanthan, Didym, Yttrium etc., auf den nephelinsyenitischen vorzugsweise von Zirkonium vermittelt haben, ist eine bedeutungsvolle Thatsache für das richtige Verständniss der Genesis der Pegmatitgänge überhaupt**).

Sämmtliche Zinnsteinvorkommen der ganzen Erde, die irgend welche

*) Vergl. A. Daubrée, »Études synthétiques« etc. S. 30—34 etc.

**) Titan kommt zwar in recht vielen Mineralien sowohl auf den granitischen, als auf den nephelinsyenitischen Pegmatitgängen vor, spielt aber keine charakteristische Rolle. Dagegen ist Titan als Bestandtheil pneumatolytischer Mineralien einer anderen Gruppe pegmatitischer Gänge, nämlich derjenigen der Gesteine der Gabbrogruppe und der sich diesen anschliessenden Apatitgänge charakteristisch (massenhaftes Vorkommen des Rutil, Titaneisenerz, Pseudobrookit an mehreren Vorkommen).

Bedeutung haben, sind an granitische Gesteine geknüpft. Die Fortsetzung der pneumatolytischen Prozesse bei der Bildung des Zinnsteins (mit Quarz, Muscovit, Lithionglimmer etc.), des Topas, des Turmalins etc. führte ja schliesslich oft auf die Umwandlung des Granit selbst, wie der angrenzenden Gesteine, unter Bildung ganz neuer charakteristischer pneumatolytisch-metamorphischer Gesteinstypen als Endglieder der speciellen Umwandlungs- und Neubildungsserien der genannten Mineralien; es entstanden dabei bekanntlich als Endglieder Gesteine wie: Greisen, Zinnsteinfels, Quarzfels, Glimmerfels, Topasfels, Luxullianit etc. Die Bildung dieser Gesteine durch pneumatolytische Umwandlungsprozesse ist so allbekannt und so allgemein anerkannt, dass ich die übrigen aufgestellten Erklärungsweisen derselben wohl ganz unberücksichtigt lassen darf*). Ein Jeder, welcher die Paragenesis der pneumatolytischen Mineralien eingehender studirt hat, wird darüber nicht in Zweifel sein können, dass die Prozesse, durch deren schliessliche Steigerung so durchgreifende Metamorphosen, wie die Bildung der genannten pneumatolytisch-metamorphischen Gesteine, bewirkt wurden, nur eine weitere Fortsetzung des pneumatolytischen Mineralabsatzes in den früheren Phasen der Gangbildung sein kann. Wie oben S. 159 auseinandergesetzt wurde, sind offenbar die pneumatolytischen mineralbildenden Prozesse häufig während der ganzen Gangbildung vom ersten Anfang ab wirksam gewesen. Anfänglich sind aus den, durch das krystallisirende Magma aufdringenden und auf ihrem Wege zersetzten, wahrscheinlich gasförmigen Verbindungen zwischen den aus der Magmalösung sich ausscheidenden Hauptgangmineralien die pneumatolytischen Substanzen während der Gangbildung selbst abgesetzt worden; später sind bei fortgesetztem Aufdringen immer fort pneumatolytische Mineralien in Drusen des schon festen Gesteins auskrystallisirt, und schliesslich ist dieser Absatz pneumatolytischer Mineralien häufig von durchgreifenden Metamorphosen des schon fertig gebildeten

Spuren von pneumatolytischen Umwandlungen wurden auch auf unseren nephelinsyenitischen Gängen nachgewiesen. Eine Steigerung bis zur Ausbildung pneumatolytisch umgewandelter Gesteine ist aber ebenso wenig bei diesen, wie in der Regel bei granitischen Pegmatitgängen zu beobachten; auch bei den letzteren ist es ja nur ausnahmsweise, dass die pneumatolytischen Prozesse, nach dem Abschluss der eigentlichen Gangbildung, in solchem Maassstabe fortgedauert haben, dass theilweise die granitischen Ganggesteine selbst und namentlich ihre Umgebungen zu pneumatolytisch-metamorphischen Gesteinen umgewandelt worden sind *). Auch sind derartige Umwandlungen in grösserer Ausdehnung bei weitem häufiger bei kleinen Lakkolithen der normalkörnigen massigen Granitgesteine selbst, als bei entsprechenden pegmatitischen Gangbildungen; es verdient hier übrigens daran erinnert zu werden, dass auch die gewöhnliche normale, wahrscheinlich ganz vorherrschend durch Wasser und wässerige Lösungen bewirkte peripherische Contactmetamorphose der Tiefengesteine ja selbst eigentlich eine und zwar die allgemeinste Art pneumatolytischer Metamorphosen ist, welche oft von Spuren der durch Fluor, Bor und andere kräftige »agents minéralisateurs« hervorgebrachten Umwandlungen und Neubildungen begleitet ist.

Die genaue Uebereinstimmung der Mineralbildung durch pneumatolytische Prozesse (»agents minéralisateurs«) auf pegmatitischen Gängen und

dungen sind die Darstellung des Zinnsteins durch A. Daubrée (1849), die des Rutil, Anatas und Brookit durch Hautefeuille (1865) etc. durch Zersetzung der Chloride, resp. Fluoride von Zinn und Titan mittelst Wasserdampfes bei höherer Temperatur. S. übrigens hierüber A. Daubrée's klassische Darstellung in seinen »Études synthétiques« etc.

*) Dagegen haben wir in den norwegischen Apatitvorkommen ein ausgedehntes Beispiel dafür, dass pegmatitische Gänge sehr regelmässig von einer pneumatolytischen Metamorphose begleitet sind; der Skapolithhornblendefels, in welches Gestein der gewöhnliche apatitbringende Olivinhyperit (sogenannter »Gabbro«) längs der Apatitgänge umgewandelt erscheint, ist nach meiner Auffassung, welche ich in Vorlesungen auf der Hochschule zu Stockholm mehrmals vorgetragen habe, vollkommen mit dem Greisen, dem Luxullianit etc. der sauren granitischen pneumatolytischen Metamorphosen zusammenzustellen. Auch ist nicht nur der Olivinhyperit, sondern gelegentlich auch die an die Gänge angrenzenden älteren krystallinischen Schiefer auf ähnliche Weise umgewandelt, obwohl bei diesen andere Umwandlungsproducte resultirten. Die Ursache dieser sehr häufigen pneumatolytischen Gesteinsbildung längs der Apatitgänge beruht offenbar darin, dass — während auf den meisten granitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgängen die pneumatolytischen Mineralien im Vergleiche mit den aus der Magmalösung ausgeschiedenen Hauptgangmineralien nur eine untergeordnete Rolle spielen — bei den apatitführenden Gängen umgekehrt der gewiss durch pneumatolytische Prozesse gebildete Apatit häufig, und auf den reichsten Gängen immer, selbst das Hauptmineral ist. Bei den ganz apatitarmen verwandten Gängen, bei welchen die lauben Gangmineralien vorherrschen, ist auch häufig keine nennenswerthe pneumatolytische Umwandlung des Nebengesteins vorhanden.

in den entsprechenden normalkörnigen Gesteinen ist für das richtige Verständniss der Genesis der ersteren von Bedeutung. Speciell muss berücksichtigt werden, was in dieser Abhandlung an manchen Stellen besonders hervorgehoben wurde, dass die pneumatolytischen Processe vom ersten Anfang an beim Erstarren der Gangmasse durch die ganze Erstarrungsphase hindurch und auch nach derselben ihre Thätigkeit ausgeübt haben; so lange ein flüssiges Magma noch reichlich vorhanden war, mussten sie hauptsächlich als Mineralien absetzend, also neubildend, nachdem zum grössten Theile ein festes Gestein vorlag, daneben auch zerstörend und umwandelnd wirken. Ganz ebenso im Gestein. Mineralien wie Apatit, Zirkon, Titanit, Orthit etc., welche in unzähligen granitischen Gesteinen so allgemein sind, dürften gewiss hier, wie auf den pegmatitischen Gängen durch »agents minéralisateurs«, durch pneumatolytische Processe in einem sehr frühen Stadium der Gesteinsbildung abgesetzt worden sein; wenn wir aber Mineralien wie Turmalin, Zinnstein etc. in granitischen Gesteinen finden, sind diese gewöhnlich in einer späteren Phase der Gesteinsbildung abgesetzt, entsprechend der Erfahrung an unseren nephelinsyenitischen Pegmatitgängen, wo wir sahen, dass gewisse pneumatolytische Mineralien sehr früh, andere hauptsächlich erst in einer späteren Phase der Gangbildung entstanden. Doch findet man häufig Turmalin und bisweilen auch Zinnstein auf solche Weise in granitischen Gesteinen auftretend, dass man annehmen muss, dass sie nicht nach der vollständigen Verfestigung des Gesteins, sondern noch vor dem Abschluss der eigentlichen Gesteinsbildung krystallisirt seien; es entspricht dies dem Verhalten von unseren Gängen, dass einzelne Mineralien z. B. der Homilit, der Flussspath etc. offenbar zu verschiedenen Zeiten während der Gangbildung, sowohl in der eigentlichen Erstarrungsphase, als in der vorzugsweise pneumatolytischen Phase gebildet wurden. Es ist demnach gewiss unrichtig, wie einzelne Autoren wollten, Mineralien wie Turmalin, Zinnstein, Muscovit etc. immer und überall als erst nach dem Erstarren der granitischen Gesteine durch Neubildungen und Umwandlungen mittels pneumatolytischer Processe gebildet anzusehen; dieselben können gewiss auch, obwohl seltener, noch der eigentlichen Erstarrungsphase zugehörig und während dieser direct abgesetzt sein *).

Die vollständige Analogie der pegmatitischen Gänge und der entsprechenden normalkörnigen Gesteine, insofern sie die Bildung der durch »agents minéralisateurs« abgesetzten Mineralien betrifft, ist für unsere nephelinsyenitischen Gänge namentlich durch die Entdeckung des oben

*) Mit dem Turmalin scheint dies öfters der Fall, mit dem Zinnstein gewiss seltener. Der Zinnstein in dem Granit von Ulriksberg, Helsingfors, Finland, von dem ich durch die Freundlichkeit des Herrn cand. J. Sederholm Stücke erhielt, ist ein sicheres Beispiel.

erwähnten, von merkwürdigen seltenen Mineralien überladenen Lujaurit von Kola bestätigt.

Es ist indessen eine auffallende Thatsache, dass derartige seltene durch »agents minéralisateurs« oder, wie ich es zu nennen pflege, durch pneumatolytische*) Prozesse gebildete Mineralien auf pegmatitischen Gängen oft in relativ so bedeutender Quantität angehäuft sind. Viele der seltensten Elemente würden kaum bekannt sein, wenn die pegmatitischen Gänge nicht durch dies Verhältniss ausgezeichnet wären. Auch unsere Gänge der Grenzzone am Langesundfjord haben in dieser Beziehung ihre Bedeutung gehabt; das Thorium wurde z. B. zuerst im Thorit von Lövö entdeckt! Jedoch sind die sauren granitischen Pegmatitgänge in dieser Beziehung noch merkwürdiger. Es können z. B. die Quantitäten, welche von Euxenit (Arendal), Orthit (ebenda), Monazit und Xenotim (Arendal und Tvedestrand), Thorit (Tvedestrand) etc. etc. in den letzten Jahren, zum Theile selbst nur aus einzelnen Gängen gewonnen wurden, in manchen Fällen für jedes dieser Mineralien auf mehrere hundert Kilo gramm geschätzt werden!

Dass die pegmatitischen Gänge oft bedeutend reicher an seltenen pneumatolytischen Mineralien, als die entsprechenden Gesteine sind, dürfte wohl darin seine Erklärung finden, dass auf den Gängen, deren Bildung ja erst nach dem Erstarren des umgebenden Gesteins stattfand, die entweichenden Fluor, Bor etc. haltigen gasförmigen Verbindungen sich auf ein bei weitem geringeres Volum von Magma oder von erstarrendem und später erstarrtem Gestein vertheilen konnten, als wenn sie das ganze Magma der grösseren Gesteinsmassive durchdrangen; in den Gangspalten musste deshalb eine Concentration der seltenen Elemente resultiren.

Dass die in Gasform entweichenden und auf ihrem Wege durch die Gangspalten sich zersetzenden Verbindungen der »agents minéralisateurs« hierbei häufig mit den in reichlicher Menge vorhandenen Bestandtheilen des Magmas oder der schon auskrystallisirten Mineralien sich vereinigen mussten, ist eine Annahme, welche auf unseren nephelinsyenitischen Pegmatitgängen ihre Bestätigung findet. Entsprechend dem hohen Natrongehalte des Nephelinsyenitmagmas sind auch die noch während der ersten

*) Die Bezeichnung: pneumatolytische Metamorphosen, pneumatolytische Mineralbildung etc. wurde wohl zuerst von Bunsen eingeführt; er brauchte diesen Ausdruck in etwas beschränkterer Bedeutung für diejenigen pneumatolytischen Erscheinungen, welche jüngere oder superficielle Eruptivmassen begleiten (Bildung von Gyps und Schwefel, Umwandlung trachytischer Gesteine in Alaunstein etc. Siehe z. B. Naumann's Geognosie 2, 753). — Schon A. Daubrée (Études synthétiques etc. S. 85) hat aber die Alaunsteinbildung mit der Greisenbildung zusammengestellt. Ich finde die Bezeichnung, deren Bedeutung wohl von selbst verständlich ist, bequem und habe sie schon seit vielen Jahren in Vorlesungen gebraucht.

Gangbildungsphase im Magma krystallisirten pneumatolytischen Mineralien in grosser Ausdehnung natronreich; doch ist auch gewöhnlich neben Natron die äquivalirende Base Kalk mehr oder weniger reichlich vorhanden (z. B. Natronkatapleit und Katapleit, Eukolit, Låvenit, Wöhlerit, Hiortdahlit, Rosenbuschit, Mosandrit, Johnstrupit). In der Regel geht in die Zusammensetzung dieser an Natrium und Calcium reichen Mineralien Zirkonium in beträchtlicher Menge ein. In der späteren Phase, als die entweichenden Verbindungen von Fluor, Bor etc. ein zum grössten Theile festes Gestein passirten, finden wir häufiger in den Basen Elemente, die sonst auf den Gängen äusserst wenig verbreitet sind; so im Cappelenit: Barium, Yttrium; im Leukophan, Melinophan, Helvin, Hambergit: Beryllium, im Nordenskiöldin: Zinn etc.

Der Umstand, dass bei weitem die meisten durch »agents minéralisateurs« gebildeten Mineralien der pegmatitischen Gänge im Allgemeinen, sowohl der granitischen als der nephelinsyenitischen etc., in dem noch nicht vollständig erstarrten Gangmagma krystallisirten, erklärt am besten, weshalb die Paragenesis der accessorischen seltneren Mineralien bei diesen beiden hier näher verglichenen Hauptgruppen pegmatitischer Gesteine so charakteristisch verschieden ist; die Krystallisation eines jeden Minerals musste dann nicht nur von den agents minéralisateurs, sondern auch von der Zusammensetzung, der Temperatur und dem Drucke des Magmas, welches die mineralbildenden Gase passiren mussten, abhängig sein; dass Beryll, Zinnstein, Columbit, Monazit etc. sich nur in kieselsäurereichen, Låvenit, Rinkit, Eudialyt etc. sich nur in alkalireichen Magmen bildeten, ist dann in derselben Weise aufzufassen und zu erklären, wie die Thatsache, dass z. B. Olivin, Anorthit etc. immer nur in basischen Gesteinsmagmen auskrystallisirt sind etc. Die gesetzmässige Abhängigkeit der Krystallisationsspatien der einzelnen in einem Magma gebildeten Mineralien von dessen Zusammensetzung, von Druck, von der Temperatur etc. sind zur Zeit nur äusserst unvollständig bekannt; wir können deshalb natürlich nicht erwarten, schon jetzt die verschiedene Zusammensetzung der accessorischen Mineralgesellschaft auf den einzelnen Gruppen von pegmatitischen Gesteinen genügend erklären zu können, müssen uns also nur damit begnügen, die Thatsache selbst hervorzuheben und zugleich zu betonen, dass die Erklärung derselben, die gleiche, wie für das Vorkommen der entsprechenden Mineralien in den zugehörigen normalkörnigen Massengesteinen sein muss.

Allgemeine Bemerkungen über die Bildung pegmatitischer Gänge.

In der ganzen vorhergehenden Darstellung ist die eruptive Entstehung der pegmatitischen Gänge ohne nähere Beweisführung angenommen worden; ich bin mir jedoch wohl bewusst, dass diese Auffassung jedenfalls in Deutschland in den letzten Decennien nicht die allgemein angenommene gewesen ist, und es dürfte deshalb kaum überflüssig sein, die wichtigsten Ansichten über die Bildung der pegmatitischen Gänge im Allgemeinen etwas näher zu prüfen.

Zusammenstellungen über die älteren Ansichten von der Entstehung der pegmatitischen Gänge finden sich bei mehreren Autoren *); es scheint mir somit unnöthig, sämtliche ältere Auffassungen ausführlich zu referiren, und ich werde deshalb diejenigen älteren Ansichten, welche keine Wahrscheinlichkeit haben und jetzt wohl von Niemandem mehr getheilt werden, unberücksichtigt lassen **). Wir wollen also nur die hauptsächlich geltenden Ansichten etwas näher in Betracht ziehen.

Viele der älteren Autoren fassten die pegmatitischen Gänge ganz einfach als eruptive Injectionsgänge auf; man kannte früher fast ausschliesslich saure granitische Pegmatitgänge, weshalb die älteren Angaben sich fast nur auf derartige saure Gänge beziehen. Charpentier hat schon 1823 (in seinem »Essai sur la constit. géogn. d. Pyrénées«) die nach meiner Ansicht vollkommen richtige Auffassung ausgesprochen, dass die Granitpegmatitgänge Spaltengänge sind, »welche sich sogleich oder doch sehr bald nach der Erstarrung des sie einschliessenden Granites bildeten« (Citat nach Naumann, l. c. S. 232); sie wären also »Injectionen von granitischem Material, welches abstammend von dem noch flüssigen Granite der Tiefe, in die Spalten des oberen, bereits erstarrten Granites eingepresst wurden, — gleichsam die Nachgeburten derselben Granitformation, — in deren Bereiche sie vorkommen« (Naumann l. c.).

Es scheinen mir in dieser kurzen Charakteristik bewundernswerth klar und deutlich die wesentlichen Züge der Pegmatitbildung ausgesprochen.

*) Z. B. in C. F. Naumann, »Lehrbuch d. Geognosie«, 1862, 2, 224—233; F. Klockmann, »Beitrag z. Kenntn. d. granit. Gesteine d. Riesengebirges«, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1882, 34, 405—406 etc.

**) Ueber die Ansichten Alluaud's, Ramond's, Carne's etc. s. bei Naumann l. c. S. 232; über die Ansicht von Garrigou s. Bull. d. l. soc. géol. d. France, Sér. III, 8, 44.

Dieser von Charpentier aufgestellten Ansicht schlossen sich später die meisten folgenden Autoren (wie De la Beche, Angelot, Bronn, G. Rose*), C. F. Naumann, K. W. v. Gumbel, Th. Kjerulf etc.) an; in Frankreich ist diese Ansicht, wie es scheint, noch heute ganz allgemein angenommen**).

Im Gegensatz zu dieser Auffassung stehen die Ansichten über die Genesis der pegmatitischen Gänge, nach welchen sie durch wässerige Lösungen abgesetzt wären; diese schon von Saussure aufgestellte Theorie (Naumann l. c.) ist später auf verschiedene Weise von verschiedenen Autoren modificirt worden.

Die in Deutschland in neuerer Zeit vielleicht am allgemeinsten angenommene Ansicht erklärt die Bildung der pegmatitischen Gänge durch die sogenannte Lateralsecretionstheorie; diese Auffassung ist ja auch für die Erklärung der Bildung der Erzgänge und damit gleichwerthiger Mineralgänge recht allgemein adoptirt worden. Durch Forchhammer (andeutungsweise auch wohl von älteren Autoren) aufgestellt, in neuerer Zeit namentlich von F. Sandberger und seinen Schülern vertheidigt, ist dieselbe jedoch selbst für die Genesis der Erzgänge keineswegs bewiesen, im Gegentheil höchst unsicher und nach meiner Erfahrung an norwegischen Erzvorkommnissen in manchen Fällen ganz unwahrscheinlich; sie ist auch neuerdings von A. W. Stelzner u. A. kräftig und wie mir scheint, mit vollem Rechte angegriffen worden***).

Die Anwendung dieser Auffassung auf die Erklärung der Genesis der pegmatitischen Gänge wurde wohl namentlich durch Sterry Hunt's Arbeiten über canadische Pegmatitgänge†), sowie durch die bekannten, in manchen Beziehungen trefflichen Abhandlungen H. Credner's über »die granitischen Gänge des sächsischen Granulitgebirges«††) allgemeiner eingebürgert. Credner sprach hier sehr klar und scharf diese Auffassung für die von ihm untersuchten sächsischen Vorkommnisse aus†††): »Das mineralische Material unserer granitischen Gänge stammt nicht von aus der Tiefe empordringenden, vielleicht sogar heißen Mineralquellen, sondern von partieller Zersetzung und Auslaugung des Nebengesteins durch sich allmählich zu

*) Pogg. Ann. 1842, 56.

**) Vergl. A. Lapparent's *Geologie*; ebenso A. Michel-Levy, »Structure et classification des roches éruptives«, Paris 1889, S. 15.

***) »Die Lateralsecretions-Theorie« etc., Berg- u. Hüttenm. Jahrb. etc. 1889, 37.

†) »Geology of Canada« 1863; S. 476 u. 644; »Notes on granitic rocks«, Amer. Journ. of science, Ser. III, 1874 u. 1873, und »On granites and granitic veinstones« in Chem. and geol. essays 1875, S. 187.

††) *Zeitschr. d. d. geol. Ges.* 1875, 27; später ebenda 24, 500.

c. S. 218.

Mineralsolution umgestaltende Sickerwasser« etc. Credner's Autorität scheint in und ausserhalb Deutschlands ziemlich allgemein auf die Auffassung der Genesis der Granitgänge grossen Einfluss getübt zu haben; so finden wir z. B. dieselbe Erklärung, obwohl nicht ohne vorsichtige Reserve, von F. Klockmann*) angenommen. In Schweden war sie, bis ich (1883 in Vorlesungen auf der Hochschule zu Stockholm) gegen dieselbe auftrat, wohl die allgemein herrschende**).

Die Unrichtigkeit dieser Auffassung ist aber sehr leicht mit vollkommener Sicherheit nachzuweisen. Es verhält sich nämlich gar nicht so, wie Credner es für gewisse pegmatitische Gänge des sächsischen Granulitgebietes zu finden meinte, dass eine bestimmte Abhängigkeit und Uebereinstimmung zwischen der Zusammensetzung der pegmatitischen Gänge selbst und ihres Nebengesteines im Allgemeinen beobachtet werden kann. Im Gegentheil findet man dies nur ausnahmsweise, während nach dem allgemein geltenden Gesetze vielmehr eine mehr oder weniger auffallende Uebereinstimmung zwischen den pegmatitischen Gängen und angrenzenden genetisch zugehörigen Eruptivmassiven stattfindet; wenn die pegmatitischen Gänge, wie sehr häufig, in denjenigen Eruptivgesteinen selbst, mit welchen sie genetisch verbunden sind, auftreten, findet man die Uebereinstimmung zwischen Gängen und Nebengestein, sonst im Allgemeinen gar nicht.

Es ist leicht, eine Anzahl schlagender Beispiele hierfür zu nennen. Ich erinnere zuerst an die schon längst durch ihren Reichthum an interessanten accessorischen Mineralien (Gadolinit, Kainosit, Orthit, Fergusonit, Aeschynit, Polykras, Xenotim, Malakon etc.) berühmten Gänge von Hitterö an der Südwestecke Norwegens. Diese Gänge, welche sonst in allen ihren Verhältnissen mit den nicht weniger berühmten granitischen Pegmatitgängen von Arendal, welche in Gneiss und anderen krystallinischen Schieferen auftreten, vollkommen übereinstimmen, kommen aber in einem sehr basischen und ihrer Zusammensetzung vollkommen fremdartigen Gesteine, nämlich in einem Labradorfels (z. Th. Norit) vor; dies Verhalten schien auch schon dem ausgezeichneten Beobachter Th. Scheerer, welcher aus verschiedenen Gründen, die jetzt ganz ohne Bedeutung erscheinen müssen (Vorkommen von Quarz auf den Gängen, Verhalten der sog. pyrognomischen Mineralien etc.) sich gegen die eruptive Entstehung dieser Gänge erklärte, so schwer wiegend, dass er, so ungern er es damals auch wollte, gar keine andere Erklärung für mög-

*) »Beitrag z. Kenntn. d. granitischen Gesteine des Riesengebirges«, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1882, 34, 373—426.

**) Vergl. Geol. Fören. Förhandl., 4, 116, Mai 1878. »Herr Törnebohm bemerkte, dass in den letzten Decennien kaum ein einziger schwedischer Geologe den eruptiven Ursprung der Pegmatite vertheidigt habe.« S. auch O. Torell, 12. Skand. Naturforskermödes Förhandl. S. 262.

lich finden konnte, als dass die Substanz der Gänge doch auf irgend welche Weise zugeführt worden sein müsste: »Ich glaube, . . . dass wir . . . gezwungen sind den Granit als eine dem Norit auf irgend eine Weise zugeführte Masse zu betrachten, wenn wir bedenken, welch ein hoher Grad der Verschiedenheit zwischen den Bestandtheilen beider Gesteine stattfindet. Wir haben gesehen, dass die Hauptbestandtheile des den Granitgängen zunächst liegenden Norits: Labrador, ein eigenthümlicher Natron-Feldspath und zum Theil Hypersthen und Titaneisen sind, während die Masse des Granits grösstentheils aus Orthoklas, Oligoklas und Quarz besteht, etc.«^{*)}. Die Erklärung der genauen Uebereinstimmung der zahlreichen granitischen Pegmatitgänge von Hitterö mit denjenigen der Umgegend von Arendal ist ganz einfach die, dass sie an beiden Stellen in einiger Entfernung längs der Grenze eines genetisch mit ihnen verknüpften Granitgebietes auftreten.

Auch von manchen anderen Gegenden beobachten wir, dass die pegmatitischen Granitgänge in Gesteinen auftreten, welche in ihrer Zusammensetzung gar nicht mit derjenigen der Gänge übereinstimmen. So erwähnt z. B. W. C. Kerr^{**)}, dass die bekannten mineralreichen granitischen Pegmatitgänge von Nord-Carolina in Gneiss und Glimmerschiefer auftreten: A. de Lapparent^{***)} beschreibt granitische Pegmatitgänge bei Luchon, welche durch Glimmerschiefer und darüber liegende »schistes noirs carburés ou pyriteux« etc. aufsetzen. Ein Beispiel instar omnium ist aber das schon früher von mir beschriebene und auch oben in dieser Abhandlung näher erwähnte Vorkommen des Akmitgranitpegmatit von Rundemyr auf Eker, in silurischen Schiefen und Kalksteinen, wohl ungefähr ein Kilometer von der Grenze des naheliegenden Aegiringranitgebietes Kyrfjeld-Hamrefjeld etc. Dies absolut entscheidende Beispiel ist um so mehr von Interesse, weil es überdies noch das alte Missverständniss, dass Pegmatitgänge niemals in jüngeren Sedimenten auftreten sollten, entkräftigt^{†)}. Auch die in Augitporphyrit bis ca. $\frac{1}{2}$ km von der Augitsyenitgrenze auftretenden syenitischen Pegmatitgänge von Ramsås westlich von Birkedalen könnten noch hier als Beispiele der Unabhängigkeit der Zusammensetzung der pegmatitischen Gänge von dem Nebengesteine angeführt werden.

* Gaea Norvegica, 1843, 2. 339.

**) »The Mica Veins of North Carolina« Transactions of American Instit. of Mining Engineers, Febr. 1880; s. Ref. im Neuen Jahrb. 1881, 2. 387.

***) »Note sur la pegmatite de Luchon«, Bull. d. l. soc. geol. de France, 1880, Ser. III, 8.

†) S. z. B. A. v. Groddeck, »Ueber Turmalin enthaltende Kupfererze« etc., Zeitschrift d. d. geol. Ges. 1887, 39. 356: »Zunächst sind die granitischen Gänge Pegmatite. Schriftgrauite zu erwähnen, welche ausschliesslich in eruptiven Granit und archaischen Gesteinen aufsetzen, niemals jüngere Sedimente durchbrechen.«

Dass sowohl diese letzteren Gänge, als die im devonischen Sandstein der Grenzzone am Langesundfjord auftretenden in Folge von Resorption aus dem Nebengesteine im Vergleich mit den im Augitsyenit auftretenden Gängen eine etwas abweichende Zusammensetzung haben, ändert das Hauptresultat gar nicht. Vielleicht lässt sich die Abhängigkeit zwischen Nebengestein und Gangmasse, welche Credner durch seine Beobachtungen im sächsischen Granulitgebiete nachgewiesen hat, auch zum geringen Theile auf ähnliche Weise erklären; zum Theil scheinen in Credner's Darstellung Gänge verschiedenartiger Bildung unter gemeinsamem Gesichtspunkte behandelt zu werden.

Die oben erwähnten Beispiele, namentlich die gewöhnlichen sauren granitischen Pegmatitgänge in dem basischen Labradorgestein (und Norit) von Hitterö, sowie der Aegiringranitpegmatitgang von Rundemyr in silurischem Kalkstein und Schiefer beweisen genügend, dass die Credner'sche Auffassung der Bildung der echten Pegmatitgänge durch Auslaugung des Nebengesteins mittels Sickerwasser bei gewöhnlicher Temperatur absolut unmöglich ist. Im Gegentheil wird man bei näherer Untersuchung überall finden, dass jedes System von Pegmatitgängen irgend welcher Art im Allgemeinen, unabhängig von dem Nebengesteine, sich auf ein zugehöriges Massiv von Tiefengesteinen von naher verwandter Zusammensetzung beziehen lässt; die Gänge können aber in dem entsprechenden Massiv oder in einem gewissen Umkreise ausserhalb desselben auftreten; dies wird im Allgemeinen auf ihre Zusammensetzung wenig Einfluss üben. Dagegen wird die Zusammensetzung der Gänge und des zugehörigen Massivs im Allgemeinen, was die Hauptmineralien betrifft (von den seltneren, gewöhnlich in relativ geringer Menge auftretenden, durch besondere Processe, durch »agents minéralisateurs« gebildeten pneumatolytischen Mineralien wird hier abgesehen), sehr nahe dieselben sein, und die verschiedenen local variirenden Mineralassociationen der Pegmatitgänge der Hauptsache nach auf Eigenthümlichkeiten in der Zusammensetzung der zugehörigen Massive, welche sie gewöhnlich als Schlussbildungen und Grenzbildungen begleiten, bezogen werden können.

Wenn nun also auch die Ansicht Credner's über die Entstehung der pegmatitischen Gänge nicht als richtig angenommen werden kann, so wäre es doch vielleicht möglich, dass dieselben aus Lösungen, nämlich, wie G. vom Rath es besonders nach Beobachtungen auf den berühmten elbanischen Pegmatitgängen annahm, aus aufsteigenden Lösungen abgesetzt wären*). Der Grund, weshalb vom Rath, dieser ausgezeichnete

*) G. vom Rath: »Die Insel Elba« (Geogn.-min. Fragmente aus Italien, VIII) in Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1870, 22, 649: »Indem wir uns zu der Ansicht bekennen, dass

Beobachter, die elbanischen Pegmatitgänge nicht durch die ältere Charpentier-Naumann'sche Auffassung zu erklären wagte, war namentlich der, dass »der Turmalin, der Beryll, der Lithionglimmer etc. dem Normalgranite fremd sind«. Beim Vergleiche der elbanischen Gänge mit den »als Mineralfundstätte vielleicht einzig dastehenden Gängen im Syenite von Brevig« bemerkt er ferner: »Auch diese Gänge erheischen durch ihren Reichthum an seltenen und eigenthümlichen Mineralien, welche zum grösseren Theile dem Nebengesteine fehlen, die Annahme besonderer Bildungsprocesse, verschieden von der Bildungsweise des Hauptgesteins.«

Es ist aber offenbar, dass das Vorkommen der seltneren, dem Hauptgesteine in der Regel fremden Mineralien gar keinen Grund dazu liefert, die eigentliche Gangmasse der Pegmatitgänge als durch aufsteigende wässrige Lösungen zu erklären, selbst wenn auch für die gewöhnlich in geringer Menge auftretenden seltenen Mineralien (von denen bei weitem die meisten durch die Einwirkung besonderer »agents minéralisateurs« gebildet sind) eine derartige Erklärung zutreffend wäre.

Streng genommen sind zwar hydatopyrogene Magmen, wie diejenigen, durch welche wir die Bildung der Tiefengesteine der Massive nicht weniger als der pegmatitischen Gänge erklären möchten, als Silicatlösungen zu betrachten, wie die neueren Ergebnisse der Petrographie es bestimmt beweisen; insofern behält vom Rath in seiner Auffassung gewissermassen Recht, nur nicht in demselben Sinne, wie er es sich damals vorgestellt haben dürfte. Aus gewöhnlichen wässrigen »aus der Tiefe der Erde emporgeführten« »heissen Quellen*)« sind die Pegmatitgänge, was ihre eigentliche Gangmasse betrifft, gewiss nicht gebildet; das wird durch viele Verhältnisse, welche zum grossen Theile schon berührt wurden und unten resumirt werden sollen, bewiesen.

Man pflegte früher die pegmatitischen Gänge sehr häufig als »gleichzeitige Ausscheidungen« oder »Concretionen des umgebenden Eruptivgesteines« aufzufassen. Specieil ist eine derartige Auffassung für unsere syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgänge von mehreren Autoren geltend gemacht worden. So bemerkt B. M. Keilhau**): »Sie geben ein vortreffliches Beispiel von gangartigen Aussonderungen, die von Niemand, der die intime Verbindung und die, mit Ausnahme der Grösse des Kornes, vollkommene Uebereinstimmung zwischen der Hauptgebirgsart und den eingeschlossenen Massen betrachtet und hinlängliches Gewicht auf die fast horizontale Lage legt, als durch irgend eine Spaltenausfüllung erzeugt an-

die Stoffe zu den Mineralien der Gänge von S. Piero in irgend welcher Lösung aus der Tiefe der Erde (nicht aus dem Nebengesteine) emporgeführt worden sind. können wir uns nicht verhehlen, dass auch ihr sich manche Bedenken entgegenstellen.«

*) Vergl. v. Groddeck l. c. S. 266.

** Gaea Norvegica, 1838, 1, 32.

gesehen werden möchten.« J. Fr. L. Hausmann bemerkt gleichfalls*) über die Gänge, dass sie »sind ohne Zweifel Aussonderungen, keine Spaltenausfüllungen, mithin von gleichzeitiger Entstehung mit der Bildung der ganzen Syenitmasse«. Eine ähnliche Auffassung wurde für die Arendaler granitischen Pegmatitgänge z. B. von G. Kreischer**), für diejenigen von Königshain in der Oberlausitz von G. Woitschach***) angenommen; der Letztere bemerkt über die »Ausscheidungen« von pegmatitischem Granit: »Eigentliche Gänge dieser Art wurden nie beobachtet, es treten solche Partien vielmehr allseitig vom normalen Granit begrenzt auf und sind als eine locale Ausbildung desselben zu betrachten, welche gleichzeitig mit der Hauptmasse ihre Entstehung fand«, etc. Er bemerkt ferner über den Königshainer Granit selbst, dass er eine Menge von Hohlräumen, welche analog dem Vorkommen von Elba und Striegau mit krystallisirten Mineralien ausgekleidet sind, enthält, und fügt hinzu: »Ein wesentlicher Unterschied zwischen dem Pegmatit und den Hohlräumen existirt nicht; beide unterscheiden sich nur durch die zufällige Art der Ausbildung.« Auch E. Kalkowsky†) schien, obwohl er sich ziemlich unbestimmt ausdrückt, die pegmatitischen Gänge im sächsischen Granulit (welche er übrigens mit dem Mittweidaer Granit in Verbindung bringt) als »Ausscheidungsstrümer« aufzufassen.

H. Rosenbusch bringt in scharfsinniger Weise die Bildung der pegmatitischen Gänge in Verbindung mit der kleindrusigen, miarolitischen Structur der Granitgesteine; nachdem er††) den als »Ausfüllungssubstanzen« gebildeten frischen Feldspath, Quarz etc. der miarolitischen Drusenräume und ihre schriftgranitische Structur beschrieben hat, fährt er fort: »Wenn bei der Krystallisation des Gesteines statt unzähliger kleiner miarolitischer Zellen sich einzelne grössere Drusen und gangförmig langgestreckte oder anders gestaltete grössere Hohlräume bildeten, so kann auch bei diesen eine allmähliche secundäre Ausfüllung durch Flussspath und Quarz, sowie andere Mineralien, sich vollziehen, die dann gleichfalls eine symmetrische Anordnung zeigen werden. Die Ausfüllung ist bald eine vollständige, bald eine nur partielle. Bezeichnenderweise ist auch hier der Feldspath vorwiegend Mikroklin. Ein solcher Vorgang dürfte in vielen Fällen die Bildung der schriftgranitischen und pegmatitischen, meist linsenförmigen oder

*) Bemerk. üb. d. Zirkonsyenit l. c. S. 8 (Sep.-Abdr.); s. auch Reise durch Scandinavien, 2, 406.

**) Neues Jahrb. f. Min. 1869, S. 309.

***) »Das Granitgebirge von Königshain«, Abhandl. d. Naturf. Gesellsch. z. Görlitz, 1884, 17, 40 (Sep.-Abdr.).

†) »Ueber den Ursprung d. granitischen Gänge im Granulit in Sachsen«, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1884, 33, 653.

††) Mikr. Phys. d. mass. Gest., 2. Ausg., 2, 39.

gangähnlichen accessorischen Bestandmassen der Granitgesteine erklären.« Rosenbusch drückt sich sehr vorsichtig aus, so dass es schwierig zu verstehen ist, ob er sich die »allmähliche secundäre Ausfüllung« als eine rein hydrotogene oder nicht vorgestellt hat.

J. J. Harris Teall sagt von den Pegmatiten: »They occur rather as segregations, than as independent masses of eruptive origin« (British petrography, S. 294).

Citate, wie die vorstehenden, werden genügen, um zu zeigen, wie allgemein dabei die Schwierigkeit, die pegmatitischen Drusenausfüllungen im Granite selbst mit den grösseren Pegmatitvorkommnissen, welche gangartig auftreten, aus gleichmässigen Gesichtspunkten zu erklären, gefühlt wurde. Wenn man so häufig auf das Zusammenvorkommen von kleineren Drusenausfüllungen und grösseren pegmatitischen Gangmassen im Granite selbst das Hauptgewicht gelegt hat und daraus eine einheitliche Erklärung beider als mit dem Granit selbst »gleichzeitige Ausscheidungen«, »Aussonderungen«, »Ausscheidungstrümer« (vergl. Primärtrümer, Lossen), oder als gleichartig gebildete »secundäre Ausfüllungen etc.« abgeleitet hat, so dürfte dies vielleicht im wesentlichsten Grade darauf beruhen, dass man über die ausserordentliche Häufigkeit der echten gangförmigen Pegmatitgänge in nicht granitischen Gesteinen keine richtige Vorstellung gehabt hat.

In meiner Abhandlung über die Pegmatitgänge bei Moss habe ich erwähnt, wie diese Gänge z. B. auf der Halbinsel Ännerød einen eigentlichen Gangzug ungefähr quer über das Streichen des Gneisses bilden; mehrere der Gänge desselben wurden 200—250 m in der Länge, bei einer Mächtigkeit von oft nur 5 m, verfolgt; die Gänge treten hier in Gneiss, Hornblendschiefer und anderen krystallinischen Schieferen auf. Auch auf der Küstenstrecke zwischen Langesund und Christiansand, namentlich zwischen Tvedestrand und Arendal, treten die unzähligen Pegmatitgänge als ordentliche Gänge meistens in verschiedenen krystallinischen Schieferen, nicht nur in dem naheliegenden Granit, mit dem sie jedoch geotisch verknüpft sind, auf. Das Verhalten auf Hitterød wurde schon oben erwähnt. Ich darf wohl behaupten, dass wenige Geologen so viele und vielartige Vorkommnisse von pegmatitischen Gängen, wie ich gesehen haben dürfen*: nach meiner Erfahrung kommen aber die pegmatitischen Gänge in wenigstens ebenso ausgedehntem Masssstabe ausserhalb der Grenzen der entsprechenden Eruptivgesteine, als in diesen selbst vor. Jede Ansicht über pegmatitische Bildungen muss demnach in erster Linie auch die von

* Schon Th. Scherer bemerkt Pogg. Ann. 464, 36, 438, dass pegmatitische Gänge in Norwegen sowie auch in Schweden in grosser Ausdehnung angetroffen werden dürften, als in anderen Ländern.

dem Nebengesteine völlig unabhängigen echten Gangvorkommnisse derselben erklären können, ohne deshalb den nahen Zusammenhang mit den pegmatitisch struirtten Drusenraumausfüllungen aus den Augen zu verlieren.

J. Lehmann hat*) in seinem ausgezeichneten grossen Werke über das sächsische Granulitgebirge auch die pegmatitischen Gänge desselben zu erklären versucht. Er geht von der hydatopyrogenen Granitbildung selbst aus und erklärt die Gänge gewissermassen als Injectionsgänge; mit vollem Rechte hebt er mit aller Schärfe hervor, dass sich ihr Feldspath etc. nicht aus gewöhnlichem Sickerwasser gebildet hat. Er sagt: »Die granitischen Gänge des Granulitgebirges sind wohl mit Beihülfe von mehr oder weniger Wasser entstanden, allein dasselbe ist kein atmosphärisches, in den Spalten der Gesteine nach der Tiefe hin zusammensickerndes, sondern es ist Eruptivwasser, welches von den Graniten an die Umgebung abgegeben wurde und unter den in der Tiefe eigenthümlichen Bedingungen mit Mineralstoffen überladen war.« Lehmann nimmt für das granitische Magma selbst einen gallertartigen Zustand an, welcher namentlich durch den muthmasslichen Gehalt an »viscose Kieselsäure« zu erklären wäre: »Man kann sehr wohl jene flüssigen Secrete des Granites mit heissen Gallerten vergleichen...«. ...»Die Fähigkeit der Kieselsäure, mit viel und mit wenig Wasser Gallerten zu bilden, ladet sehr zu dieser Vorstellung ein.« ...»Zwischen einem solchen gallertigen Magma und einer gesättigten wässerigen Lösung kann eine grosse Reihe von ineinander übergehenden Zwischenstufen gedacht werden. So scheint mir die Verknüpfung der pegmatitischen Gänge mit den körnigen Graniten, so die bemerkenswerthe Ausscheidung der pegmatitischen sich zu Drusen öffnenden Gänge und so endlich die Verknüpfung dieser mit Gangausfüllungen, welche nur aus Quarz, Turmalin und Kaliglimmer oder aus Quarz allein bestehen, erklärlich zu werden«, etc. etc.

In der Hauptsache, indem Lehmann die pegmatitischen Gänge als wahre Injectionsgänge, Eruptivgänge von im Wesentlichen gleichartiger Bildung mit dem Granit selbst aufgefasst hat, muss ich ihm beistimmen; in seinen eigenthümlichen Speculationen über die speciellen Bildungsbedingungen der Granite (Tiefengesteine) kann ich ihm dagegen nicht in Allem folgen. So nimmt er (l. c. S. 54) eine relativ niedrige Temperatur des ursprünglichen granitischen Magmas (ca. 500° C.) deshalb an, weil keine Glaseinschlüsse in den Granitmineralien, keine begleitenden kaustischen Erscheinungen bekannt sind. Dies ist jedoch wohl kein Beweis gegen die höhere Temperatur des Granitmagmas, da die Bildung von Glas natürlich von einer schnelleren Abkühlung abhängig ist, welche in der relativ grösseren Tiefe, wo die Magmen zu Graniten etc. er-

*) Granulitgebirge, S. 52—58.

starren konnten, nicht möglich war. Die genaue Verknüpfung der ausgebrochenen Eruptivmassen mit Tiefengesteinen *), welche jetzt von manchen Localitäten bekannt ist, würde unter Lehmann's Voraussetzung auf das merkwürdige Resultat führen, dass ein und dasselbe Eruptivmagma beim Erstarren in grösserer Tiefe eine niedrigere, beim Erstarren über Tage eine viel höhere Temperatur besitzen müsste; das Aufpressen eines Magmas würde also von einer ausserordentlich bedeutenden Zunahme der Temperatur auf dem Wege nach oben hin begleitet sein müssen! Auch ist die Tiefe, welche Lehmann als das Graniterstarrungsniveau annimmt, ziemlich aus der Luft gegriffen: »Es hat nichts Unwahrscheinliches, dass ein Spaltenzug von etwa 35 km Länge, wie ihn die nahe continuirlich aneinander gereihten Granite in der Hauptbruchlinie des sächsischen Granulitgebirges von Penig über Böhringen heraus, deren Breite bis $4\frac{1}{2}$ km erreicht, so tief wie ihre Länge ist, hinabsetzen. Nehmen wir aber selbst nur die Hälfte, $47\frac{1}{2}$ km an, etc. etc. Dass sich Granit in derartigen Tiefen gebildet haben kann, ist wohl möglich; für eine derartige Annahme fehlen aber sicher alle Anhaltspunkte. Dagegen lässt sich aus dem Christianiagebiete mit der grössten Sicherheit beweisen, dass die Granitite und andere hier auftretenden postsilurischen Tiefengesteine in bei weitem geringeren Tiefen unterhalb der ehemaligen Tagesoberfläche gebildet sind. So ist die lakkolithische Granitmasse von Drammen oben von silurischen Schichten der Etage 8 bedeckt: es ist demnach hier absolut sicher, dass dieselbe bei ihrer Bildung höchstens von einer überlagernden Masse ** von ca. 2000 Fuss oder ca. 600 m bedeckt gewesen sein kann. An anderen Stellen des Christianiagebietes sind die Tiefen, in welchen die Tiefengesteine (die Augitsyenite bei Kodal, in Ramnäs etc.) erstarrt sind, mit grösster Sicherheit nur wenige hundert Fuss gewesen, indem sie hier bis in die Porphyredecken hinaufreichen. Auch am Langesundfjord, wo die Augitsyenite und Nephelinsyenite in Berührung mit den Augitporphyriten und Rhombenporphyren kommen, kann die Tiefe, in welcher die Erstarrung der Nephelinsyenite stattgefunden hat, nur einige hundert Fuss gewesen sein. Beim Heivand zwischen Skien und Stenndal ist die Nordmarkitmasse ebenfalls von einer Rhombenporphyredecke überlagert: es kann deshalb

* Für granitische Gesteine kann z. B. auf die Abhandlung K. Dalmer's, »Die Quarztrachyte von Campagna« etc., Neues Jahrb. 1887, 2. 204—224 hingewiesen werden. Aus dem Christianiagebiete kenne ich vorzügliche Beispiele z. B. die Brüche der Augitsyenite des Rhombenporphyre mit Glaseinschlüssen in den Apatitadeln etc. etc.

** Nämlich einige hundert Fuss der Etage 8, dann der devonische Sandstein 1000 bis 1200 Fuss, dann einige hundert Fuss von Augitporphyrit- und Rhombenporphyredecken. Unsicher ist nur die ehemalige Mächtigkeit der Rhombenporphyredecken, aber tausende von Fuss kann dieselbe nicht betragen haben.

hier die Tiefe, in welcher die Nordmarkitmasse erstarrt ist, höchstens einige hundert Fuss betragen haben. Diese Beobachtungen sind zahlreich und vollkommen sicher und sie beweisen unzweideutig, dass selbst eine Tiefe von vielleicht nur ein paar hundert Metern genügt hat, um beim Erstarren der nicht die Oberfläche erreichenden Theile der aus der Tiefe aufgedrückten Magmen echte eugranitische Tiefengesteine zu liefern. Ob auch in den von Lehmann angenommenen Tiefen beispielsweise 17500 oder 35000 m granitische Magmen zu Tiefengesteinen erstarrt sind oder nicht, darüber ist es ziemlich überflüssig zu speculiren, da wir nichts darüber wissen.

Die genannten Beobachtungen aus dem Christianiagebiete, welche bestimmt beweisen, dass hier die granitischen und syenitischen, sowie auch andere, Tiefengesteine in relativ ziemlich geringen Tiefen unterhalb der Oberfläche gebildet sind*), zeigen auch, dass die Annahme Lehmann's: »es genügt für das Granitmagma keine höhere Temperatur anzunehmen, als in der Minimaltiefe, welche für den Granit angenommen werden muss, überhaupt herrscht,« (l. c. S. 55) unrichtig sein muss, ferner dass auch der Druck, unter welchem die Tiefengesteine erstarrt sind, nicht immer so übermässig gross gewesen ist, wie von J. Lehmann (er nimmt beispielsweise 4000 Atmosphären Druck) und Anderen oft angenommen wurde.

Die Hauptbedingung für die Erstarrung der Tiefenmagmen zu holokrystallinischen Tiefengesteinen scheint deshalb in einer hinreichend langsamen Abkühlung des wasserhaltigen Magmas bestanden zu haben, unter soweit genügendem Drucke von überlagernden Massen, dass die sich bei der Krystallisation ausscheidenden Wasserdämpfe nicht nach dem Tage hin sich freien Ausweg verschaffen konnten, sondern durch eine dem von oben wirkenden Drucke entsprechende Tension in das Nebengestein eingepresst wurden (Contactmetamorphose**); die Temperatur der Tiefenmagmen muss aber gewiss bedeutend gewesen sein. Die schützende überlagernde Decke von schnell durch die entweichenden Wasserdämpfe durchtränkten und durchwärmten Schichten hat im Christianiagebiete offenbar selbst bei nur wenigen hundert Metern Dicke vermocht, eine genügende Langsamkeit der Abkühlung, welche übrigens auch natürlich von der Quantität des zu jeder Zeit erstarrenden Magmas abhängig war, zu bewirken.

Die eigenthümliche gallertartige Beschaffenheit des Magmas, welche

*) Auch aus anderen Eruptivgebieten, die in neuerer Zeit beschrieben sind, lassen sich ähnliche Schlüsse ziehen.

**) Dass die Contactmetamorphose eben durch eine molekulare Umlagerung, nur in geringem Grade und local unmittelbar bei den Eruptivgrenzen durch eine Substanzzufuhr, charakterisirt ist, beweist auch, dass Lehmann's Annahme, es könne das entweichende Wasser nicht im Graniterstarrungsniveau in Gasform existiren, unwahrscheinlich sein muss

Lehmann anzunehmen geneigt scheint, die »viscose Kieselgallerte« etc. von welcher er spricht, scheint auch kaum mit den Beobachtungen der granitischen und syenitischen Gesteine im Christianiagebiete zu stimmen; die echt granitisch-körnigen, die aplitischen, die granophyrischen, wie die pegmatitischen Apophysen, welche z. B. von der Granititlakkolithgrenze in Hörtokollen aus dem untenliegenden granitischen Gesteine in die überlagernden silurischen Kalksteine und Schiefer hineinsetzen, zeugen durch ihr Verhalten von einer sehr leichtflüssigen Beschaffenheit des Magmas: selbst äusserst feine Trümer und Adern in den contactmetamorphosirten Schiefen sind mit echtem granitischem Aplit oder Granophyr ausgefüllt, bis in mikroskopisch dünne Ausläufer: als jüngere Trümer setzen Quarzadern durch. Dass diese letzteren, die Quarzadern, wohl als »Secretes« oder wie Reyer es nennt »Exsudate« der erstarrenden Granitmasse*) aufzufassen sind, dürfte wohl sehr wahrscheinlich sein: die Pegmatitgänge selbst dürften nach meiner Ansicht dagegen im Allgemeinen nicht als Secretgänge Reyer l. c. ebendasselbst etc. aufzufassen sein, sondern als echte, obwohl unter eigenthümlichen Bedingungen gebildete magmatische Eruptivgänge.

Für diese Auffassung spricht eine ganze Reihe von Thatsachen: ich werde im Folgenden kurz die wichtigsten derselben resumiren.

1. Die Zusammensetzung der pegmatitischen Gänge entspricht zum wesentlichen Theile (was die Hauptmineralien betrifft) mit grosser Einförmigkeit, oft über grosse Strecken, dem zugehörigen Eruptivgesteine, aus dessen Magma sie im Allgemeinen die letzten Aufpressungen repräsentiren, mit ganz vereinzelt specielle Ausnahmen vollkommen unabhängig von ihrem Nebengesteine.

Als Beispiele dürften noch einmal erinnert werden an die Noritpegmatite im Norit und Labradorgesteine des grossen Gebietes dieser Felsarten im südwestlichen Theile von Norwegen: die Augitsyenitpegmatite der Gegend von Fredriksvårn entsprechend den Augitsyeniten, die Nephelinsyenitpegmatite der Grenzzone am Langesundfjord entsprechend den nephelinsyenitischen Gesteinen dieser Gegend und zwar unabhängig davon, ob sie im eläolitharmen Laurvikit oder in den nephelinreichen nephelinsyenitischen Gesteinen selbst auftreten; der Akmitgranitpegmatit von Rundemyr, Eker, in silurischem Kalkstein und Schiefer entsprechend dem naheliegenden Aegiringranit von Kyrkjeld etc.; die Granititpegmatitgänge von Hitterö im Labradorgestein und Norit entsprechend dem Granitit des naheliegenden Festlandes etc. Man hat aus dem Vorkommen einzelner bestimmter Mineralspecies, z. B. des Albit bestimmte Folgerungen über die allgemeine Genesis der Pegmatitgänge ziehen

* S. »Theoretische Geologie«, Stuttgart 1888, S. 101.

wollen*). Obwohl es eigentlich überflüssig sein sollte, heutzutage derartigen vor vielen Jahren aufgestellten Behauptungen zu entgegnen, tauchen jedoch noch immer ähnliche Ansichten auf und machen eine Erwähnung derselben nöthig. Was die mikroperthitische Verwachsung von Orthoklas und Albit oder Mikroklin und Albit, welche Credner als einer der Ersten an der genannten Stelle so trefflich beschrieb und mit vollkommenem Rechte als eine primäre Verwachsung ansah, betrifft, so findet sich diese ja auch auf den syenitischen und nephelinsyenitischen Gängen, die in dieser Abhandlung speciell behandelt sind, äusserst verbreitet; sie findet sich aber mit vollkommen entsprechender Ausbildung äusserst gewöhnlich, ja vorherrschend, in den als echte Eruptivgänge auftretenden, normal körnigen trachytoid-struirtten Foyaïten des Laugenthalles, hier namentlich in derselben Combination Mikroklin-Albit, wie auf den pegmatitischen Gängen des Langesundfjords etc. Auch in selbständiger Ausbildung als tafelförmige Individuen nach dem Brachypinakoid kommt Albit, obwohl wenig verbreitet in denselben Gesteinen vor. Es muss damit jede Annahme des Albit als Leitmineral für wässerige Entstehung hinfällig werden**).

Dass übrigens nicht alle auf Pegmatitgängen auftretenden Mineralien (auch nicht aller Albit) durch Krystallisation aus einem Magma gebildet sind, ist schon oben hinreichend ausführlich besprochen worden.

2. In ihrem geologischen Auftreten verhalten sich die pegmatitischen Gänge, wie andere Eruptivgänge; sie setzen durch allerlei Gesteine, schliessen Bruchstücke derselben ein etc. Beispiele des ersteren Verhältnisses wurden schon oben erwähnt; solche von fremden Bruchstücken auf pegmatitischen Gängen sind so allgemein, dass es wohl überflüssig sein dürfte, derartige anzuführen. Ueberflüssig dürfte es jedoch kaum sein, ausdrücklich zu bemerken, dass ich sowohl auf sauren granitischen (mehrere Gänge in der Umgegend von Arendal), als auf nephelinsyenitischen Pegmatitgängen (Südspitze von Stokö) fremde Bruchstücke des Nebengesteines in allen Richtungen gegeneinander auf eine solche

*) S. namentlich H. Credner, l. c. S. 179: »Albit repräsentirt für die betreffende Mineralassociation, deren Theilnehmer er ist ... ein ‚Leitmineral‘ für wässerige Entstehung. Nun ist aber Albit mit dem Hauptbestandtheile unserer Pegmatit- und Granitgänge, dem Orthoklas, auf innigste Weise verwachsen, — wie der eine, muss auch der andere dieser beiden Feldspäthe, zugleich aber auch der sie schriftgranitisch durchschliessende Quarz entstanden sein«; s. auch F. Klockmann l. c. S. 406.

**) S. übrigens: Alfred Gerhard, »Beitrag zur Kenntniss d. sogen. Sodagranite«, Neues Jahrb. f. Min. 1887, 2, 267—275; er fand in dem gangförmigen Granit von Ulfserud, Schweden, als Hauptbestandtheil einen fast reinen Albit neben Mikroklin, Quarz, Biotit und Muscovit, Zirkon, Apatit. Bezeichnenderweise war auch dieser an Albit reiche Granit ein Ganggranit!

Weise vorkommend beobachtet habe, wie es wohl nur in einem eruptiven Magmagesstein möglich ist.

Von Bedeutung sind in dieser Hinsicht auch die äusserst innigen Beziehungen der pegmatitischen Gänge zu andersstruirtten, unzweifelhaft eruptiven Gängen entsprechender Zusammensetzung; die intimen Uebergänge der nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der Grenzzone am Langesundfjord zu anderen normalkörnigen nephelinsyenitischen Ganggesteinen ebendasselbst wurden oben ausführlich beschrieben: für gewöhnliche saure granitische Pegmatitgänge ist dies Verhältniss auch eine allgemein bekannte Thatsache, auf welche schon öfters von hervorragenden Petrographen gebührend aufmerksam gemacht worden ist*. Auch für abweichend zusammengesetzte Granittypen bestätigt sich dasselbe, so wird im speciellen Theile dieser Arbeit (S. 346—347) unter dem Akmit die Verwandtschaft zwischen den feinkörnigeren Apophysen des Aegiringranitgebietes und dem Akmitgranitpegmatitgänge von Rundmyr angedeutet (s. auch oben S. 200).

Jedem, welcher sich mit dem Studium der pegmatitischen Gangbildungen eingehender beschäftigt hat und selbst dazu Gelegenheit hatte, an hunderten und aber hunderten von Gängen verschiedenartiger Vorkommnisse ihre nahen Beziehungen zu echten eruptiven Gangtypen, ihre auf mancherlei Weise variirten Uebergänge und Verknüpfungen mit denselben zu verfolgen, werden diese rein geognostischen Verhältnisse ihres Auftretens vielleicht in erster Linie die unzweifelhaft eruptive Genesis der Gänge beweisen.

3. Die Structurarten der Pegmatitgesteine sind derartige, wie sie zum Theile nur aus Eruptivgesteinen bekannt sind. Sehr häufig ist bei sauren granitischen Pegmatitgängen eine rein eugranitisch körnige Structur mit grossem Korn (z. B. im Granitit von Stockholm gewöhnlich auf unzähligen Pegmatitgängen): auf den Nephelinsyenitpegmatitgängen ist bisweilen, wie oben erwähnt wurde, eine grosskörnige typische trachytoide Structur, entsprechend den Foyaiten des Laugenthalles, häufig zu beobachten (z. B. Låven). Die drusige Structur mancher, namentlich granitischer Pegmatitgänge ist nicht (wie z. B. von Klockmann l. c. S. 407 angenommen)

*; Michel-Lévy Struct. et class. d. roches érupt. S. 45, bemerkt z. B. »notre structure pegmatoïde pegmatite graphique à grands éléments dont nous affirmons la liaison intime tant avec les granulites massives qu'avec les granulites en filons aplites» etc. — S. auch die trefflichen und lehrreichen Bemerkungen J. Lehmann's l. c. S. 26 ff.: »Es ist nicht zulässig, die halb pegmatitischen, halb körnigen Gangbildungen und die kleineren Gänge von rein körnigem Gefüge von den mächtigeren, als eruptiv erkannten Graniten zu trennen. Ein unbefangener Beobachter wird eine solche Trennung nicht anführen wollen«, etc. J. H. L. Vogt Kristiania Vid. Selsk. Forhandl. 1884, No. 9, S. 30, beschreibt von Skårningsfos eine unmittelbar in den Hauptgranit selbst übergehende Granititpegmatit-Apophyse in Gneiss etc.

ein Argument gegen die eruptive Natur der Pegmatite, sondern ist eben für die Grenzzone granitischer Gesteine selbst in grösseren Lakkolithen (z. B. Hörtekollen, Solbergfeld, bei Drammen, Norwegen, Holmsboe und Rød-tangen am Drammenfjord etc.) oft ganz charakteristisch entwickelt. Das am meisten überzeugende Structurverhältniss, welches geradezu als be-weisend für die eruptive Bildung und die magmatische Erstarrung der Peg-matitgänge im Allgemeinen angesehen werden muss, ist die zuerst von L. v. Buch, später von G. Rose, neuerdings von Klockmann beschrie-bene centrische Structur (Sphäroidstructur) in granitischen Pegmatit-gängen von Kynast, von Schwarzbach etc. in Schlesien (l. c. S. 399); Klockmann hat auch selbst, obwohl er sich sonst der Credner'schen Auffassung anschliesst, mit vollem Rechte hervorgehoben, dass diese Struc-tur sich kaum mit seiner Auffassung vereinigen liesse. Es verdient in dieser Verbindung auch daran erinnert zu werden, dass Herr H. Bäckström und ich in centrisch struirtem massigen Granit in Vasastaden bei Stockholm bisweilen als Centrum der Kugeln dieses Vorkommens vollkommen peg-matitisch grosskörnige Feldspathindividuen vorfanden *).

Beweisend für die magmatische Erstarrung der pegmatitischen Gänge sind ferner die Structurverhältnisse, welche von einer gleichzeitigen Krystallisation zeugen. In erster Linie ist hier zu erwähnen die Schrift-structur, welche oben ausführlicher besprochen wurde und welche eben in entsprechenden massigen Eruptivgesteinen in gleicher Weise auftritt. Ferner ist auch die unvollkommene Ausbildung der pegmatiti-schen Gangminerale, welche als Regel vorhanden ist, wenn dieselben nicht gegen (ursprünglich oder noch heute) offene Drusenräume auskry-stallisirt sind, zu berücksichtigen; auch dieses Verhältniss wurde oben aus-führlich besprochen. Derartige unvollkommen idiomorph begrenzte Krystalle zeigen durch ihre gesammte Beschaffenheit unzweideutig, dass sie in einem rings umgebenden Magma krystallisirt sein müssen.

Als ein besonderes Structurverhältniss, welches auch nur durch die Annahme einer magmatischen Erstarrung genügend erklärlich ist, sind noch die äusserst gewöhnlichen geknickten, zerbrochenen, und zum Theil wieder verkitteten Krystalle zu erwähnen; Beispiele wurden oben an mehreren Stellen beschrieben.

Als ganz specielle Structurformen sind noch die bisweilen auffallend deutlichen Fluidalstructuren der Nephelinsyenitpegmatitgänge am Lange-sundfjord zu erwähnen.

Man hat bei der Annahme einer eruptiven Entstehung der pegmati-schen Gänge vielfach Schwierigkeiten in der bisweilen auftretenden band-förmigen oder zonenförmigen Anordnung der Gangmasse gefunden.

*) Siehe W. C. Brögger und H. Bäckström: »Om förekomsten af 'klotgranit' i Vasastaden, Stockholm«, Geol. Fören. Förhandl. 1887, 9, 334 u. 335, auch Fig. 6, S. 325.

Diese ist jedoch niemals derartig schalig, wie auf echten aus wässerigen Lösungen abgesetzten Mineralgängen *), sondern nur undeutlich zonar, indem die äusseren Zonen continuirlich in die inneren übergehen **). Die Zonarstructur, wenn eine solche vorhanden ist, was jedoch wohl in der Regel nicht der Fall, äussert sich gewöhnlich nur durch eine feinkörnigere Beschaffenheit der Ganggrenzen, bisweilen (namentlich auf granitischen Pegmatitgängen gewöhnlich) durch eine Zone mit Schriftstructur zunächst den feinkörnigen eugranitischen Randzonen, auf welche dann häufig (namentlich auf den sauren granitischen Pegmatitgängen) in der Gangmitte eine riesige Korngrösse folgt, hier oft auch mit specieller Anreicherung der seltneren Mineralien und (ebenfalls besonders auf den sauren Gängen) auch nicht selten mit offenen oder deutlich durch besondere Mineralabsätze ausgefüllten Drusenräumen.

So, wie diese »zonare«, »bandförmige« etc. Structur auf wirklichen pegmatitischen Gängen ausgebildet ist, lässt sich dieselbe jedoch ohne besondere Schwierigkeit durch magmatische Krystallisation erklären ***). Feinkörnigere Structur auf den Ganggrenzen ist für die Eruptivgänge im Allgemeinen charakteristisch, die Schriftstructur nur durch magmatische Krystallisation erklärlich und die Drusenstructur auf der Gangmitte, welche übrigens sehr häufig fehlt †), ist ganz im Einklange mit der Bildung miarolitischer Drusenräume in normalkörnigen eugranitischen Gesteinen zu erklären. Uebrigens muss doch auch daran erinnert werden, dass die auf den Drusenräumen auskrystallisirten Mineralien oft zum Theil eine von den Mineralien der Hauptgangmasse etwas abweichende Bildung gehabt haben, und dass überhaupt bei der Entstehung der Pegmatitgänge im Vergleiche mit den entsprechenden normalkörnigen massigen Gesteinen in hohem Grade eigenthümliche Bildungsbedingungen durch die Mitwirkung besonderer »agents minéralisateurs« neben der directen Ausscheidung durch einfaches Abkühlen der magmatischen Lösung sich geltend gemacht haben. Was besonders die ungewöhnliche Korngrösse betrifft, die häufig auf den pegmatitischen Gängen verschiedenster Zusammensetzung auftritt,

*) Vergl. auch G. vom Rath l. c. S. 649. »Es erinnert zwar die dem Symmetrischen sich nähernde Mineralgruppierung an gewisse erzführende Gänge. Dennoch sind die beiden Erscheinungen höchst verschieden.«

**) Ich muss ausdrücklich bemerken, dass ich hier von einem Theile der von H. Credner in seiner Abhandlung beschriebenen »granitischen« Gänge absehe; in dieser Abhandlung sind offenbar gewisse der Regionalmetamorphose zugehörigen Mineralabsätze mit echten pegmatitischen Gangbildungen aus gemeinsamem Gesichtspunkte behandelt. Näher auf Einzelheiten einzugehen würde hier zu weit führen.

***) Vergl. auch J. Lehmann, Granulitgebirge etc. S. 46. »Eine zonale Ausbildung unserer granitischen Gänge hat nichts Auffälliges und spricht weder für noch gegen eine Entstehung durch Injection.«

†) Auf den Gängen der Halbinsel Änneröd ist eine solche ganz selten.

so dürfte diese in Verbindung mit der schon von alter Zeit*) her bekannten Erfahrung stehen, dass die pegmatitischen Gänge in der Regel (doch nicht immer) als Schlussbildungen der Eruptionsreihe, mit welcher sie verknüpft sind, erkannt werden können; sowohl wenn sie in dem entsprechenden eruptiven Hauptgesteine, als wenn sie in seiner Umgebung auftreten — und eines von beiden ist immer der Fall — dürfen wir uns vorstellen, dass das die Gangmasse umgebende Gestein vorher auf höhere Temperatur erwärmt worden sei, dass also die Abkühlung ganz besonders langsam und gleichmässig stattfinden konnte, woraus wohl die bedeutende Korngrösse**) in erster Linie zu erklären sein dürfte.

Dass diese Erklärung der grosskörnigen sowie der unvollkommenen zonaren Structur mancher Pegmatitgänge zutreffend ist, wird eben in höchstem Grade bestätigt durch die so häufige pegmatitische Structur der zunächst an die offenen Drusenräume mancher massigen Granite angrenzenden Gesteinspartien. Ich erkläre dieselben analog mit der Bildung der pegmatitischen Gänge selbst auf folgende Weise: Zuerst bildeten sich, bei der Contraction des schon grösstentheils erstarrten Gesteins auf Grund der Krystallisation, krystallfreie Lumina***); der gebildete Krystallbrei, welcher schon ein ziemlich festes Gestein darstellen musste, wurde aber fortwährend von dem (wegen der vorhergegangenen Krystallisation wohl oft etwas saurer gewordenen) Magma durchtränkt und dadurch natürlich diese krystallfreien Räume ausgefüllt. Bei fortgesetzter Abkühlung krystallisirte nun auch dieses Magma langsam und ungestört von den Wänden aus, häufig gemengt mit Mineralien, welche durch die Mitwirkung von besonderen »agents minéralisateurs« gebildet wurden; die Bedingungen der Krystallisation mussten hier, wo dieselbe von den Wänden der Lumina aus geschehen konnte, sich etwas anders gestalten, als bei der früheren Krystallisation inmitten der ganzen erstarrenden Gesteinsmasse, wo die einzelnen Individuen einander drängen mussten etc.; in Folge dessen die immer zunehmende Korngrösse, die zonare Structur (bedingt durch Krystallisation von den Wänden aus) etc. Wenn die magmatische Silicatlösung nicht so concentrirt war, dass die Lumina durch die Krystallisation derselben vollständig ausgefüllt wurden, mussten zuerst offene Drusenräume resultiren, welche schliesslich

*) S. schon C. F. Naumann's Lehrb. d. Geogn. 2, 230.

**) Auf granitischen Pegmatitgängen bei Kure südlich von Moss habe ich mehr als 40 m grosse Feldspathindividuen gesehen.

***) Dass solche (»miarolitische Drusenräume«) in sauren Gesteinen so häufig sind, während sie in basischen Gesteinen fast immer fehlen, dürfte vielleicht mit dem Unterschiede im specifischen Gewichte bei Glas und bei holokrystallinen Aggregaten der betreffenden Gesteine in Verbindung stehen. Bei sauren Gesteinen ist dieser Unterschied gross, bei basischen oft ganz klein; im ersteren Falle wird daher die Contraction beim Abkühlen aus dem Magma grösser, im letzteren geringer gewesen sein.

durch fortgesetzte Circulation noch mit anderen, aus Anfangs noch heissen, später immer weniger und weniger heissen Lösungen abgesetzten Mineralien ausgekleidet und oft ausgefüllt werden konnten (vergl. die Beschreibung der einzelnen Gangbildungsphasen der Gänge der Grenzzone am Langesundfjord). Die Ausfüllung der Drusenräume entspricht nach dieser Deutung ziemlich vollkommen der vollständigen Gangbildungsgeschichte der auch ausserhalb des normalkörnigen Gesteinsmassives auftretenden pegmatitischen Gänge; die Erklärung giebt in beiden Fällen Auskunft über die continuirlichen Uebergänge zwischen dem rein magmatisch erstarrten Gesteine und den letzten aus nicht eigentlich magmatischen (weniger concentrirten) Lösungen abgesetzten Drusenmineralien*).

Diese successive Füllung der Drusenräume unter nach und nach sich ändernden Bildungsbedingungen, welche auf entsprechende Weise auch für die Mineralbildung auf den pegmatitischen Gängen selbst angenommen werden müssen, ist natürlich auch von Bedeutung für das richtige Verständniss mancher nicht echt pegmatitischen, aber doch mit diesen offenbar nahe verwandten Gänge. Von den hauptsächlich magmatischen Spaltenausfüllungen pegmatitischen Charakters zu den nur den späteren Stadien des Mineralabsatzes auf den pegmatitischen Drusenräumen und Gängen entsprechenden Spaltenausfüllungen z. B. in dem Bereiche saurer granitischer Pegmatitgänge als Endglied die reinen Quarzadern) sind nun alle möglichen Uebergänge vorhanden, wie schon von früheren Autoren (namentlich Lehmann) richtig hervorgehoben; nur muss man immer daran erinnern, dass diese Spaltenausfüllungen, ob auch genetisch theilweise verwandt, dennoch keine pegmatitischen Gänge sind! Die letzteren selbst bilden ja nur eine Stufe in der Reihe gangartiger Aequivalente eines massigen Tiefengesteins; Granitite, Granophyre, Aplite, Pegmatite sind verschiedene Abstufungen der magmatischen Gangbildungen der Tiefengesteine, die Pegmatite in der Regel die letzten der Hauptsache nach noch magmatisch erstarrten Gänge, deshalb unter etwas abweichenden Bedingungen gebildet und selbst in die zeitlich nachfolgenden, nicht mehr der Hauptsache nach oder gar nicht aus eigentlich magmatischen Lösungen abgesetzten Spaltenausfüllungen übergehend**).

*. Der Unterschied der oben gegebenen Erklärung von den von Rosenbusch und Anderen angedeuteten ist nicht so sehr bedeutend und besteht wesentlich darin, dass ich die Hauptausfüllung der Drusenräume, wie der pegmatitischen Gangspalten als eine magmatische ansehe, welche nach der oben mitgetheilten Gesamtheit der Beobachtungen auch wohl schwierig geläugnet werden kann.

**.) Dass manche pegmatitisch struirtten, grosskörnigen Gänge in erster Linie durch pneumatolytische Processe, nicht vorherrschend durch magmatische Erstarrung gebildet sind, wurde schon oben mehrfach angedeutet; es gehören hierzu die apatitführenden basischen Gänge, auch manche Zinnsteinvorkommnisse, manche Turmalin-

Wenn auch in dem Vorhergehenden die grosskörnige Structur, wie gewöhnlich, recht stark hervorgehoben wurde, muss doch erinnert werden, dass diese allein nicht den pegmatitischen Charakter der Gänge bedingt oder selbst nothwendig vorhanden sein muss, um die Bezeichnung »pegmatitische« zu rechtfertigen. In der Grenzzone am Langesundfjord sind manche echt pegmatitische Gänge weniger grobkörnig, als der umgebende Laurvikit, z. B. der Hiortdahlit führende Gang auf Langodden, Ober-Arö. Es ist der Gesammthabitus, welcher entscheidet: die relativ ungleichmässige Beschaffenheit, was Mineralzusammensetzung und Structur betrifft, in den verschiedenen Gangpartien, die durch den Reichthum an accessorischen pneumatolytischen Mineralien bedingte fremdartige Erscheinung der Gangmasse, die innige Verwachsung mit dem Nebengesteine etc. Eben dieses unbestimmt Abgegrenzte, welches der Definition des Pegmatitbegriffs immer anhaften muss, ist selbst etwas Charakteristisches und giebt einen vollkommen correcten Ausdruck für das thatsächliche Verhalten, dass überhaupt zwischen pegmatitischer und nicht-pegmatitischer Gesteinsausbildung in der Natur oft gar keine scharfe Grenzen gezogen werden können und auch nicht vorhanden sind.

Die Structur ist, wie Lossen *) so treffend gesagt hat, »in erster Linie die Trägerin der geologischen Verwandtschaft der Gesteine«; dass die Structurarten der Pegmatitgänge der Hauptsache nach derartige sind, wie wir sie sonst nur bei unzweifelhaften eruptiven Gesteinen ausgebildet finden, gehört deshalb auch zu den entscheidendsten Beweisen für ihre eruptive Entstehung als hauptsächlich durch magmatische Erstarrung gebildete Gänge.

4. In Verbindung mit den Structureigenthümlichkeiten stehen auch die gegenseitigen Altersbeziehungen der einzelnen Gangmineralien, welche unter dem gemeinsamen Begriffe der Krystallisationsfolge derselben zusammengefasst werden können.

und Topasvorkommnisse etc. Dass auch die Muscovitgranitpegmatitgänge, welche vorzugsweise Beryll, Topas etc. führen und als Hauptmineralien aus Mikroklin, Oligoklas, Albit, Quarz, Muscovit bestehen, im Vergleiche mit den gewöhnlichen Granititpegmatitgängen, mit welchen sie häufig zusammen vorkommen und welche unter feinkörnigen Gängen den muscovitreichen echten Apliten entsprechen, vielleicht von etwas späterer Bildung als diese, von etwas abweichendem Magma und in grösserer Ausdehnung von pneumatolytischer Entstehung sind, dürfte aus mehreren Ursachen wahrscheinlich sein; dies würde auch gut erklären, weshalb sie längs der Eruptivgrenze echter Granitite oder in diesen zusammen mit echten Granititpegmatitgängen auftreten, obwohl massige Gesteine von entsprechender Zusammensetzung in ihrer Nachbarschaft wohl in der Regel fehlen dürften. Näher auf diese Frage einzugehen würde hier zu weit führen.

*) K. A. Lossen: »Ueber die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik«, Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt f. d. J. 1883, Berlin 1884, S. 512.

Es ist ein Hauptresultat der neueren Petrographie der Eruptivgesteine, dass innerhalb gewisser Grenzen eine Gesetzmässigkeit in der Krystallisationsfolge der Mineralien derselben nachgewiesen werden konnte; Untersuchungen von Rosenbusch, Michel-Lévy, Iddings und zahlreichen anderen Forschern haben diese gesetzmässige Krystallisationsfolge für eine grosse Anzahl Gesteinstypen in den Hauptzügen ziemlich sicher festgestellt. Diese Reihenfolge ist abhängig von der zu jeder Zeit während der Abkühlung des Magmas herrschenden Zusammensetzung, Temperatur und Druck des Magmas, sowie von den Aenderungen dieser Bedingungen, endlich von der Einwirkung der besonderen »agents minéralisateurs«. Da die Krystallisationsspatien der einzelnen sich aus dem Magma ausscheidenden Mineralien sich oft in grosser Ausdehnung decken, ist die Reihenfolge, wie jedem Petrographen bekannt, deshalb keine absolute, nur eine innerhalb gewisser Grenzen bestimmte; auch muss hier mit Recht die Einschränkung dieses Resultates dahin gemacht werden, dass die Krystallisationsfolge in erster Linie für die Hauptmineralien bestimmt ist, weniger für eine Anzahl durch besondere Prozesse gebildete accessorische Mineralien, obwohl auch für manche der letzteren ihre Bildungsperiode ziemlich scharf begrenzt ist.

Für die nephelinsyenitischen Pegmatitgänge der Grenzzone am Langesundfjord wurde oben dargethan, dass die Krystallisationsfolge in grossen Zügen eine innerhalb gewisser Grenzen bestimmte und dieselbe wie bei den entsprechenden unzweifelhaft eruptiven Grenzgesteinen des Laugenthalen ist. Ebenfalls dürfte z. B. für die echten Granititpegmatitgänge (mit schwarzem Biotit) die Krystallisationsfolge eine recht bestimmte und entsprechend derjenigen der massigen Granite sein.

Es ist auch dieses Verhältniss einer der kräftigsten Beweise für die eruptive Genesis der echten pegmatitischen Gänge; dasselbe kann ebenso wenig für die letzteren wie für die sicher aus einem Magma krystallisirten Gesteine zufällig sein und muss für beide auf übereinstimmende Weise



titischen Gänge gedrängt wurde, so muss ich doch zum Schlusse nochmals nicht weniger ausdrücklich präcisiren, dass die pegmatitischen Gänge keineswegs in ihrer Bildung mit anderen normalen Eruptivgängen der Tiefenfacies identisch sind. Ich versuchte bei der Beschreibung der in dieser Arbeit speciell behandelten Ganggruppen durch die Darstellung der Beobachtungen selbst zu beweisen, dass bei der Bildung der pegmatitischen Gänge eine Reihe verschiedenartiger Bildungsphasen und Bildungsbedingungen auseinander gehalten werden können und müssen. In allen Einzelheiten das Ueberwuchern der einen oder der anderen dieser Phasen auf anderen pegmatitischen Gängen als die hier speciell berücksichtigten, oder auf pegmatitischen Gängen im Allgemeinen zu verfolgen und die ganze mannichfaltige Reihe von daraus entstandenen verwandten Gangbildungen in allen Endgliedern zu durchforschen, lag ausserhalb meiner Absicht bei der vorliegenden Specialarbeit; die sehr beschränkte Zeit, welche ich auf die oben mitgetheilten allgemeinen Betrachtungen verwenden konnte, musste es auch von selbst verbieten, in dieser Richtung etwas Vollständiges zu liefern.

Möchte es mir durch meine Arbeit gelungen sein, die einfachen, im Grunde so wahren Schlussfolgerungen über die Bildung der pegmatitischen Gänge, welchen schon der unvergessliche C. F. N a u m a n n mit gewohnter Meisterschaft in wenigen, klaren Worten Ausdruck gab, etwas eingehender erklärt und von neueren Gesichtspunkten aus beleuchtet zu haben! Möchte meine Beschreibung der in mineralogischer wie in geologischer Beziehung so ungewöhnlich interessanten, altherühmten südnorwegischen Fundorte auch zur besseren Kenntniss der reichen Natur meines geliebten Vaterlandes beigetragen haben!

Specieller Theil.

Beschreibung der auf den Syenitpegmatitgängen der süd-norwegischen Augit- und Nephelinsyenite vorkommenden Mineralien.

Die auf den südnorwegischen Syenitpegmatitgängen beobachteten Mineralien sollen in folgender Reihenfolge beschrieben werden:

Verzeichniss der einzelnen im Folgenden beschriebenen Mineralien.

Sulfide.

1. Molybdänit.
2. Zinkblende.
3. Eisenkies } Pyritgruppe.
4. Löllingit }
5. Bleiglanz.

Sulfosalze.

6. Kupferkies.
Anhang: Proustit.

Oxyde.

7. Quarz.
8. Eisenglanz } Eisenglanz-
9. Titanseisenerz } gruppe.

Hydroxyde.

10. Opal.
11. Hydrargillit.
12. Diaspor.

Haloidsalze.

13. Flussspath.

Ferrate.

14. Magnetit.

Borate.

15. Nordenskiöldin.
16. Hambergit.

Phosphate.

17. Xenotim.
18. Apatit (Anmerkung: Beryll).

Silicate (Titanate, Fluozirkonate, z. Th. mit Boraten, Niobaten etc.).

I. Orthosilicate.

19. Mosandrit
 20. Johnstrupit
 21. Epidot
- Anhang: Orthit
- } Epidot-
gruppe.

22. Zirkon
 23. Thorit
- Orangit
Calciothorit
Eukrasit
Freyalith
Anhang: Rutil
- } Zirkongruppe.

24. Homilit }
25. Datolith } Datolithgruppe.

26. Granate }
 Kalk-Thoneisengranat }
 Kalk-Eisengranat } Granat-
 (Yttergranat) } gruppe.

27. Helvin

28. Sodalith.

29. Lepidomelan (Meroxen) }
30. Lithionglimmer (Zinn- } Glim-
 waldit) } mer-
 } gruppe.

31. Muscovit

32. Talk.

33. Chlorit.

34. Kaolin (Steinmark).

35. Astrophyllit.

36. Nephelin (Elaolith) } Nephelin-
37. Cancrinit } gruppe.

38. Leukophan }
39. Melinophan } Leukophangruppe.

II. Metasilicate.

40. Salit }
41. Akmit und Aegirin }
 (Krokydolith etc.) }
42. Låvenit } Pyroxen-
43. Wöhlerit } gruppe.
44. Hiortdahlit }
45. Rosenbuschit }
46. Polymignyt }

47. Tremolith (?) }
48. Arfvedsonit } Horn-
49. Barkevikit (Pterolith) } blende-
50. Ainigmatit (Kölbingit) } gruppe.

51. Kataplett.

52. Cappelenit }
53. Melanocerit } Melanocerit-
54. Karyocerit } gruppe.
55. Tritomit }
 Erdmannit }

56. Eukolit.

57. Perowskit.

58. Pyrochlor.

59. Titanit.

III. Polysilicate.

60. Albit }
61. Natronorthoklas } Feld-
 (Kryptoperthit } spath-
 Murchisonit } gruppe.
 Mikroperthit) }
62. Kaliorthoklas Mikroklin)

IV. Wasserhaltige Silicate.

63. Analcim }
64. Eudidymit }
65. Natrolith }
 (Radiolit }
 Eisennatrolith }
 Bergmannit [Spreustein] }
 Brevicit) } Zeolithgruppe.
 Anhang: Prehnit }

66. Thomsonit }
67. Hydronephelit (Ranit) }
68. Apophyllit }
69. Desmin }
 Anhang: Harmotom }

Carbonate.

70. Kalkspath.

Sulfide.

1. Molybdänit, Beudant.

1843. Th. Scheerer, N. Jahrb. f. Min. etc. S. 648.

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. 22, 534 u. 543.

1852. J. Fr. L. Hausmann, Abhandl. d. k. Gesellsch. d. Wiss. z. Göttingen. 5, Sep. S. 9, 45 etc.

Molybdänglanz findet sich sowohl bei Fredriksvärn und Laurvik als auf den Gängen des Langesundfjords gerade nicht besonders selten, immer jedoch nur in kleineren Blättchen oder Platten und Fetzen, selten von ein paar Centimeter Grösse. Das Mineral ist mir niemals gut krystallisirt vorgekommen, nur bisweilen ist die sechsseitige Tafelform gut erkennbar. Molybdänglanz scheint beim ersten Eindruck ein recht früh auskrystallisirtes Mineral zu sein; so steckt er z. B. auf der Insel Låven, ebenso bei Laurvik, in dem Aegirin, in dem Eläolith, Feldspath etc., auf Klokkeholmen steckt er als scheinbar frühere Bildung in weissem Spreustein (pseudomorph nach blauem Sodalith), ebenso auf Lövvö in dem gewöhnlichen rothen Spreustein, auf Sundholmen bei Barkevik als scheinbar frühere Bildung in Eukolit etc.; in Stücken von dem alten Pyrochlorvorkommen bei Fredriksvärn erscheint er wie ungefähr gleichzeitig mit dem Zirkon gebildet etc. Er gehört aber dennoch in diesen und vielen anderen Fällen nicht, wie ich zuerst glaubte, zu den früher auskrystallisirten Mineralien der Gänge. Bei der Revision meines ganzen Materiales von Molybdänit aus den genannten und anderen Vorkommnissen unserer Gänge, ergab es sich nämlich, dass derselbe, wenn er, wie gewöhnlich der Fall, in den älteren Gangmineralien steckt, erstens niemals auch nur eine Andeutung einer regelmässigen Krystallbegrenzung zeigt, was doch öfters vorkommt, wenn er in den jüngsten Gangmineralien, wie Analcim oder Natrolith, eingewachsen ist, zweitens, dass er, bei näherer Betrachtung, in den älteren Gangmineralien immer nur in Spalten, Sprüngen und Zwischenräumen als offenbar spätere Bildung in manchmal stark gewundenen, gestauchten und gekrümmten Blättern und kleinen Massen abgesetzt ist. Möglicherweise ist er vor dem Leukophan und Melinophan, wahrscheinlich jedoch erst nach diesen Mineralien, kurz vor oder gleichzeitig mit den Zeolithen gebildet.

2. Zinkblende.

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. **22**, S. 539.

1852. J. Fr. L. Hausmann, Abh. d. k. Gesellsch. d. Wiss. z. Göttingen. **5**, Sep. S. 9 u. 48.

Schon Weibye erwähnt Krystalle (Tetraëder) von gelber (gelb und grünlichgelb, wachsgelbe), kantendurchscheinender Zinkblende, von Röra, Eidanger. Solche gelbe Zinkblende, öfters schön durchsichtig von rein gelber Farbe, kommt nur in ganz vereinzelt Krystallen auf mehreren Gängen der Inseln des Langesundfjords vor, namentlich nicht allzu selten auf Låven, auch von prächtig schwefelgelber Farbe von den Årscheeren etc.

Die Stücke von der letzten Stelle zeigen die Zinkblende in Natrolith eingewachsen und gleichzeitig mit oder kurz vor diesem gebildet. Ebenso sind die mir vorliegenden Krystalle von Låven in Analcim eingewachsen und ursprünglich als Drusenmineral auf Feldspath aufgewachsen gewesen. In diesen Fällen ist also die Zinkblende nach der ersten Krystallisation der Gangmasse, vor oder gleichzeitig mit der Füllung der Drusenräume durch die Zeolithe, ausgebildet. Als älteres Gangmineral kenne ich die Zinkblende nicht.

Die Krystalle von Låven zeigen gewöhnlich nur die beiden Tetraëder $x\{111\} + \frac{O}{2}$ und $x\{1\bar{1}1\} - \frac{O}{2}$, das eine meist stark vorherrschend, bisweilen jedoch beide ungefähr im Gleichgewicht, auch mit $\{100\}$ und $\{110\}$; Zwillingsslamellen nach $\{111\}$ geben sich kund durch Streifung auf den Tetraëderflächen in drei Richtungen.

Braune Zinkblende mit Bleiglanz fanden H. Reusch und ich 1874 auf einem Gange der Barkevikscheeren; ebenso habe ich das Mineral an einigen anderen Vorkommnissen, immer jedoch nur in verschwindender Menge beobachtet. Am Wege zwischen Kvelle-Kirche (in dem Lougenthal) und dem Farrisvand war im Jahre 1876 auf einem Gange mit von Analcim erfüllten Drusenräumen auf braune Zinkblende geschürft worden; man zeigte mir eine Hand voll Stücke, das Mineral muss aber hier in relativ grösserer Menge vorgekommen sein.

Es ist bemerkenswerth, dass genau ähnlich aussehende schwefelgelbe Zinkblende, wie die von Låven etc., auch bei Kangerdluarsuk in Grönland vorkommt.

Pyritgruppe.

3. Eisenkies

ist auf den Gängen des Augitsyenits ein sehr seltenes Mineral. Nur von ein paar Stellen auf den Aröscheeren habe ich Pentagondodekaëder $\pi\{210\}\frac{\infty 02}{2}$ von ungefähr 1 cm Grösse erhalten, sowie von Fuglevik bei Fredriksvärn kleine Krystalle mit $\pi\{210\}$, $\{111\}$, $\pi\{321\}$. Ueber das Vorkommen derselben ist mir nichts Näheres bekannt, wahrscheinlich sind sie von relativ junger Bildung auf Drusenräumen. Hausmann erwähnt wohl den Eisenkies aus dem »Zirkonsyenit«, ohne jedoch die Localität anzugeben; wahrscheinlich hat er denselben in der Gegend von Christiania in den rothen Syeniten und Graniten beobachtet.

4. Löllingit, v. Zepharovich (Haidinger).

1875. A. E. Nordenskiöld, Geol. För. i Stockholm Förhandl. 2, 244.

Das Arseneisen von den Gängen des Augitsyenits ist, so viel ich weiss, bis jetzt nur von A. E. Nordenskiöld erwähnt worden. Er lieferte 1875 eine Analyse desselben, welche die Zusammensetzung

Fe	27,14 (Spur von Co)
As	72,17
S	0,37 (Spur von P)
	<hr/> 99,68

ergab. Das Mineral ist also nach der gegenwärtig angenommenen Nomenclatur Löllingit*) und zwar von ganz aussergewöhnlicher Reinheit, indem die reine Substanz $FeAs_2$ 27,12 Fe und 72,88 As fordert.

Da Krystalle von Löllingit bis jetzt nur von einer einzigen Localität gemessen worden sind**), schien es von Interesse, das vorliegende Mineral in gut messbaren Krystallen zu erhalten. Die nähere Untersuchung am Goniometer ergab jedoch leider beim Durchmessen einer grösseren Anzahl von Krystallen, dass selbst die besten derselben nur recht unvollkommene Messungen gestatteten.

Der Typus der Krystalle ist gewöhnlich (s. Fig. 9 u. 10, Taf. III) prismatisch verlängert nach der a -Axe. Die Combination ist $m = \{410\} \infty P$ mit einer Reihe von Brachydomen zwischen $q = \{011\} \tilde{P} \infty$ und $u = \{014\} \frac{1}{2} \tilde{P} \infty$; nur an einem Krystall wurde ausserdem eine Pyramide, $\{112\} \frac{1}{2} P$ beobachtet. Die Zone der Brachydomen ist nun immer stark gestreift und war nur in einem Falle einigermassen messbar; ausserdem sind die Krystalle immer garbenförmig gruppiert, dicht verwachsen mit annähernd parallelen Axen. Es werden dadurch nicht nur die schon durch die Zonenstreifung erschwerten Messungen der Brachydomenzone unmöglich, sondern auch die genaue Bestimmung des Prismenwinkels beeinträchtigt, indem die sonst an und für sich glatten und glänzenden Flächen des Prismas ∞P wegen der garbenförmigen Gruppierung zahlreicher Individuen vertical gestreift mit einspringenden Winkeln oder mit gewölbten Flächen erscheinen. Nur einige ganz kleine, nur $\frac{1}{4}$ —1 mm dicke Krystallnadeln konnten deshalb benutzt werden und selbst diese gaben keine befriedigenden Messungen.

In Folge dessen ist das Axenverhältniss, welches aus den besten Mes-

*) A. E. Nordenskiöld nannte es l. c. Leukopyrit, indem er, wie früher Dana (Min. 1868) die Namen Leukopyrit und Löllingit vertauscht hat.

**) Vom Mont Challanches, Dauphinè, A. Schrauf, N. Jahrb. f. Min. 1875, S. 677.

sungen abgeleitet werden konnte, nicht genau, was übrigens auch bei dem früher von A. Schrauf untersuchten Vorkommen des Löllingit der Fall war.

Es wurde gemessen:

$$\infty P: \infty P(110):(1\bar{1}0) = 67^\circ 25\frac{1}{2}', 67^\circ 36', 67^\circ 39', M = 67^\circ 33\frac{1}{2}'^*)$$

$$\frac{1}{2}P_\infty: \frac{1}{2}P_\infty(014):(0\bar{1}4) = 34 \quad 16$$

daraus:

$$a : b : c = 0,6689 : 1 : 1,2334;$$

während Schrauf's Messungen auf das Verhältniss

$$a : b : c = 0,658 : 1 : 1,284$$

führten.

Ich darf jedoch keineswegs behaupten, dass das erstere Axenverhältniss genauer wäre.

Die übrigen Messungen an den Brachydomen sind alle unbrauchbar. Die beobachtete Pyramide ist $\{112\} \frac{1}{2}P$; sie wird nämlich bestimmt dadurch, dass sie mit parallelen Kanten von ∞P abgestumpft wird und mit dieser Fläche den Winkel $41^\circ 54'$ und $42^\circ 47'$, Mittel $= 42^\circ 20\frac{1}{2}'$ gab, während dieser Winkel, aus dem obigen Axenverhältniss berechnet, für $\frac{1}{2}P = 42^\circ 3'$ sein sollte.

Nordenskiöld erwähnt, dass der von ihm analysirte Krystall ein Zwillings war, gleich dem von Dana (Min. Fig. 97) abgebildeten von Markasit; ich selbst habe keine Zwillinge beobachtet.

Das Mineral spaltet unvollkommen nach ∞P . Farbe silberweiss, mit schwarzem Strich; bisweilen gelb und bunt angelaufen. $H. = 5,5$.

Chemisches Verhalten und Löthrohrverhalten habe ich nicht genauer untersucht.

Vorkommen. Den Löllingit kenne ich von mehreren Gängen auf Stokö und den Inseln und Scheeren bei Arö, überall mit Melinophan und Homilit vergesellschaftet. Die schönsten Stücke der Sammlung der Universität Stockholm habe ich an einem der Homilitvorkommnisse auf Stokö gesammelt; dieselben zeigen das Mineral zusammen mit Homilit, Melinophan, schwarzem Glimmer, Aegirin, Feldspath, Zirkon, Astrophyllit, Eläolith, Bleiglanz, Molybdänglanz, Zinkblende, grünem und weissem Analcim etc. Der Löllingit zeigt sich hier früh auskrystallisirt, z. Th. wenigstens vor dem Feldspath und dem Eläolith auch vor dem Homilit; die besten Krystalle stecken im Analcim und waren wahrscheinlich auf ursprünglichen Drusenräumen ausgebildet. Grössere, etwas verunreinigte Massen von $\frac{1}{2}$ kg im Gewicht fanden sich ebendasselbst. Aus der Gegend von Fredriksvärn und Laurvik kenne ich den Löllingit nicht.

*) An drei verschiedenen kleinen Krystallen; andere grössere Krystalle gaben Werthe von $68^\circ 7' - 69^\circ 30'$, welche wegen der garbenförmigen Gruppierung unrichtig sind.

5. Bleiglanz.

1848. P. C. Weibye, Karsten und v. Dechen's Archiv **22**, 530.

1852. J. Fr. L. Hausmann, Abh. d. k. Gesellsch. d. Wiss. zu Göttingen **5**, Sep. S. 9.

Der Bleiglanz wurde schon von den älteren Beobachtern als ein hin und wieder, obwohl spärlich vorkommendes Mineral der Gänge bei »Brevik« bemerkt. Selbst habe ich denselben auf vielen der Gänge des Langesundfjords, sowie bei Laurvik, dagegen nicht bei Fredriksvärn beobachtet, aber immer nur in geringer Menge, und wie es mir schien, immer nur als relativ spätere Bildung auf den Gängen.

Ein prächtiges Stück des Mineraliencabinets in Christiania, von den Aröscheeren, zeigt Bleiglanz mit strahligem Natrolith zusammen, gleichzeitig mit diesem gebildet, also als relativ spätere Füllung eines Drusenraumes. Mit brauner Zinkblende zusammen kam der Bleiglanz auch in relativ grösserer Menge als jüngere Bildung auf einem Gange der Scheeren bei Barkevik vor. Auf Låven sind kleine Körnchen von Bleiglanz nicht selten, ebenso auf den Gängen der Aröscheeren; ich besitze von hier Bleiglanzkryrstalle, welche ursprünglich auf Feldspath, Astrophyllit etc. aufgewachsen und später von Analcim eingehüllt wurden. Diese Kryrstalle, bis zu 2 cm Grösse, zeigen theils nur den Würfel {001} $\infty 0 \infty$, theils Combination von Würfel mit Oktaëder {111} O ; im letzteren Falle sind auch Zwillinge nach einer Fläche von O vorhanden. Die Kryrstalle sind, wo der Analcim fortgeführt ist, mit einer dünnen Kruste von weisser Bleierde (Bleicarbonat) bedeckt.

Die einzelnen Vorkommnisse, an welchen Bleiglanz beobachtet wurde, aufzuzählen, halte ich für überflüssig. Er scheint wie erwähnt in der Regel eine relativ jüngere Bildung, ein Drusenraummineral gewesen zu sein, welches ungefähr gleichzeitig mit oder vor der Bildung der Zeolithe Analcim, Natrolith etc. abgesetzt wurde. Doch will ich damit nicht die Möglichkeit ausgeschlossen haben, dass er vielleicht auch als relativ älteres Gangmineral vorkommen kann (ähnlich wie der Löllingit), obwohl ich bis jetzt hierfür kein Beispiel anführen kann.

Sulfosalze.

6. Kupferkies

ist ebenso wie der Eisenkies auf den Gängen des Augitsyenits äusserst selten und wahrscheinlich von relativ junger Bildung. Er kommt z. B. an der Homilit-Melinophan-Fundstelle von Stoksund als Seltenheit in geringer Masse vor und tritt hier als Ausfüllung der Zwischenräume älterer Mineralien (Homilit, Feldspath etc.) ohne Krystallbegrenzung auf.

Anhang zum Kupferkies.

Proustit, Beudant.

Unter einem von Herrn S. R. Paijkull gekauften Rohmaterial von Thorit von »Brevik« entdeckte Hr. Professor L. F. Nilson ein kleines Krystallbruchstück eines ihm unbekannten Minerals, welches mir gelegentlich zur Untersuchung anvertraut wurde.

Das kleine nur 8 mm lange, 3—4 mm dicke und breite Fragment zeigte sich bei näherer Untersuchung als ein Spaltungsstück von Proustit mit ganz scharfer Begrenzung durch zwei Flächen von OR und drei (darunter zwei parallelen) Flächen von R . Die Spaltbarkeit war bei diesem Proustit ganz ungewöhnlich vollkommen und, merkwürdig genug, scheinbar von sehr verschiedener Vollkommenheit nach den drei gleichwerthigen R -Flächen, indem nach der dritten die Spaltbarkeit nur undeutlich hervortretend schien; auch nach OR war die Spaltbarkeit recht vollkommen.

Farbe tief weinroth, im Dünnschliff schön durchsichtig mit tief rother Farbe, kaum bemerkenswerth pleochroitisch; optisch einaxig, mit negativem Charakter; Glanz halbm metallisch.

Die für den Polkantenwinkel von R gemessenen Werthe schwanken zwischen $72^{\circ}50'$ und $73^{\circ}40'$; für den Proustit wird derselbe gewöhnlich zu $72^{\circ}40'$, für den Pyrargyrit zu $74^{\circ}48'$ angegeben.

Dies Vorkommen zeichnet sich durch die ungewöhnlich vollkommene Spaltbarkeit aus; da das ganze Material aus einem isolirten Spaltungsstücke bestand, konnte natürlich nichts Näheres über das Vorkommen ermittelt werden. Dass es aus einer Localität der Inseln des Langesundfjords stammt und von den Sammlern hier mit Thorit verwechselt worden ist, könnte vielleicht zweifelhaft scheinen; doch kommen ja auch eine Reihe anderer Erze dort vor: Zinkblende, Bleiglanz, Molybdänglanz, Löllingit, Kupferkies etc. Da das Vorkommen des Proustit auf unseren Gängen nicht als ganz sicher constatirt angesehen werden kann, führe ich ihn nur anhangsweise an.

Oxyde.

7. Quarz.

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Archiv. 22, S. 544.

Quarz ist in den Gängen des Augitsyenits, wie schon Weibye, welcher denselben bei Fredriksvärn beobachtete, bemerkt, »ein seltenes und nie charakteristisches Mineral«.

Der Quarz kommt überall, wo ich denselben gesammelt habe, auf den Gängen nur als jüngstes Ausfüllungsmineral der Drusenräume vor; damit stimmen auch Weibye's Beobachtungen. In dieser Weise habe ich den Quarz bei Fredriksvärn, auf Lövvö bei Brevik, bei Hasle am Eidangerfjord beobachtet, ausserdem Stücke von Håb, von Barkevik und von den Arö-scheeren erhalten. Die Krystalle bestanden an allen diesen Vorkommen nur aus gemeinem Quarz, Combination ∞R und $+R$, $-R$, im Gleichgewicht, also die einfachste und gewöhnlichste Form des Quarzes; diese Krystalle waren klein, einige Millimeter bis kaum 1—2 cm gross.

Weibye erwähnt ausserdem Rauchtopas und Bergkrystall; ich habe diese Varietäten nie angetroffen.

Der Quarz ist also in den typischen Gängen der Augitsyenite zwischen Tönsberg und dem Langesundfjord fast immer ein secundäres Mineral und kommt auf ähnliche Weise auch in gewissen stark zersetzten Varietäten des Augitsyenits selbst (z. B. in den rothen Syeniten auf Bollärene etc.) vor.

Eine Ausnahme von diesem rein secundären Vorkommen des Quarzes unserer Gänge ist das Auftreten desselben auf kleineren Gängen und Adern, welche Apophysen aus dem Augitsyenit- resp. Nephelinsyenitgebiete in dem devonischen Sandstein an der Südspitze von Gjeterö, an der Insel Arö, bei Eidanger bilden. In dem siliciumreichen Sandstein hat nämlich offenbar das sonst mittelbasische Augitsyenitmagma unserer Gänge aus dem umgebenden Gestein Kieselsäure in reichlicher Menge aufgelöst, und der Ueberschuss derselben in dem auf diese Weise saurer gewordenen Magma ist zuletzt nach dem Absatz der übrigen Mineralien (Apatit, Titanit, Salit, Feldspäthe etc.) als Quarz auskrystallisirt. Dieser ist grösstentheils derb, theils kommt er auch in Krystallen der einfachsten Combination ∞R , R , $-R$ vor.

Hausmann erwähnt (Bemerk. üb. d. Zirkonsyenit l. c. S. 9) Carneol. Ich selbst habe dieses Mineral niemals beobachtet.

Eisenglanzgruppe.

8. Eisenglanz.

Dieses Mineral war bisher von den Gängen des Augitsyenits nicht bekannt und ist in der That auch äusserst selten auf denselben zu beobachten. Einen recht guten Krystall fand ich 1875 in dem grossen Gange an der Südspitze der Insel Stokö. Derselbe, auf Feldspath und Aegirin aufsitzend, also später als diese Mineralien auskrystallisirt, war selbst von Analcim umgeben und ist demnach, älter als dieser, auf einem ursprünglichen kleinen Drusenraume auskrystallisirt, ehe die Zeolithbildung anfang.

Dieser Krystall ist tafelartig nach $\{0001\}$ OR , ungefähr 1,5 mm dick und 1 cm breit. Die Combination ist:

$\{0001\}$ OR , $\{10\bar{1}1\}$ R , $\{22\bar{1}3\}$ $\frac{1}{2}P2$, $\{20\bar{2}5\}$ $\frac{1}{2}R$. Die letzte Form, welche recht selten ist, obwohl auch früher, zuerst von Breithaupt, beobachtet, wurde aus den Zonen $OR : R$ und $\frac{1}{2}P2 : R'$ bestimmt, und durch die weniger gute Messung: $OR : \frac{1}{2}R = 32^\circ 37'$ (ber. $32^\circ 7'$) controlirt.

[Der Eisenglanz kommt dagegen an vielen Stellen auf Spalten in den rothen Titanit-führenden Granititen etc. nördlich von Christiania vor, so z. B. in den Steinbrüchen bei Grorud, doch nie gut krystallisirt.

Ebenso ist Eisenglanz eines der häufigeren Erze, welche in den Contactervorkommnissen der rothen Titanit-führenden Granitite etc. auftreten.]

9. Titaneisenerz.

Titaneisenerz wird aus dem Augitsyenit schon von Hausmann (l. c. S. 9 und von P. C. Weibye (Karsten und v. Dechen's Archiv etc. 22, 538) als kleine derbe Partien erwähnt. Selbst habe ich dies Mineral nur ganz selten und nicht in guten Krystallen, auf Låven etc. beobachtet.

Dass Hausmann und Weibye dieses Mineral wirklich beobachtet haben, möchte ich als zweifelhaft ansehen: was man gewöhnlich in diesen Gängen für Titaneisenerz halten möchte, ist nämlich in der Regel titanreiches Magneteisenerz, welches beim ersten Ansehen nicht leicht von Titaneisenerz zu unterscheiden ist.

Plantamour fand (s. Berzelius Jahresber. 20. 232) Titaneisenerz, welches durch die Analyse bestimmt wurde, als Verunreinigung des Aegirin.

Hydroxyde.

10. Opal.

1874. K. A. Fredholm, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 2, 431.

Herr K. A. Fredholm hat a. a. O. ein Vorkommen von gelbbraunem Opal auf einer kleinen Insel bei Fredriksvärn erwähnt; das Mineral bildete hier die Ausfüllungsmasse zwischen Krystallen von labradorisirendem Orthoklas. Selbst habe ich dieses Mineral nicht beobachtet.

Wahrscheinlich gehört hierzu auch der von Hausmann (Bem. üb. d. Zirkons. I. c. S. 18) erwähnte getropfte Carneol in Höhlungen des Zirkonsyenits von Stavärn.

11. Hydrargillit, G. Rose.

1887. A. E. Nordenskiöld, Geol. Fören. Förhandl. 9, 29.

1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. Förhandl. 9, 260.

Der Hydrargillit wurde auf unseren Gängen zuerst von A. E. Nordenskiöld in einer Sendung von Mineralien aus »Arö« entdeckt und in einer Notiz (l. c) kürzlich erwähnt*). Das Mineral kommt hier — nicht auf der Insel Arö selbst, sondern auf dem naheliegenden Inselchen Eikaholmen, auf der Südseite desselben — auf kleinen Drusenräumen in derbem, weissem Natrolith vor; ähnliche Stufen hatte ich schon 1885 selbst von der Insel Klein-Arö mitgenommen; der Hydrargillit bildet in diesen Stufen Adern und Spaltenfüllungen und ist auch z. Th. in kleinen offenen Hohlräumen in Krystallen ausgebildet; ich hatte die winzigen, anscheinend hexagonalen weissen Täfelchen noch nicht näher untersucht, als ich durch Nordenskiöld's Entdeckung veranlasst auch an diesen Stufen den Hydrargillit erkannte.

An den von Nordenskiöld erhaltenen Stufen waren in den kleinen Drusenräumen z. Th. ausgezeichnete Krystalle des Minerals aufgewachsen; eine Anzahl derselben wurde mir mit gewohnter Liberalität von dem Entdecker zur Untersuchung überlassen und lieferten neben den später von mir selbst auf Eikaholmen gesammelten Krystallen ein vorzügliches Material.

Krystalle von Hydrargillit wurden zuerst aus den Schischimsker Bergen von N. v. Kokscharow**) beschrieben. Er hielt dieselben für rhomboëdrisch-hemiëdrisch, mit den Flächen $0R$, ∞R , $\infty P2$, R , $\frac{1}{2}R$, $-\frac{1}{2}R$. Er mass $R : 0R = 87^\circ 32'$, $-\frac{1}{2}R : 0R = 85^\circ 6'$; an einem Krystalle mit scheinbar rhomboëdrischer Ausbildung mass er $R : 0R = 87^\circ 23'$, $R' : 0R = 92^\circ 30'$, $R : R' = 60^\circ 17'$; an einem zweiten Krystalle $R : 0R = 87^\circ 30'$, $-\frac{1}{2}R : R = 85^\circ 20'$, $\frac{1}{2}R : 0R = 82^\circ 45'$, $-\frac{1}{2}R : \frac{1}{2}R = 59^\circ 45'$, $-\frac{1}{2}R : R = 59^\circ 50'$. Die Krystalle waren unregelmässig ausgebildet, im Allgemeinen sehr klein, ca. 3 mm lang, 1—2 mm dick.

* Nordenskiöld analysirte das Mineral und fand dabei: Al_2O_3 65,90, SiO_2 0,43, H_2O 33,57 (und 33,33), Summe 99,90, nahe übereinstimmend mit der berechneten Hydrargillitzusammensetzung.

** Materialien z. Min. Russl. 1862, 4, 88.

Kurz nachher wies aber Des Cloizeaux*) nach, dass die russischen Hydrargillitkrystalle dem monosymmetrischen Systeme angehörig sind, und von einem verticalen Prisma mit einem Winkel von nahezu 60° und von der Basis begrenzt sind; die Basis sollte mit dem Orthopinakoid einen Winkel β von $87^\circ 47'$ bilden. Ferner sollten häufig Zwillinge nach $\infty P \infty$ auftreten, mit ein- und ausspringenden Winkeln der basischen Flächen.

Nach Des Cloizeaux's Angaben hat Groth**) für den Hydrargillit das Axenverhältniss

$$a : b : c = 1,73 : 1 : ?$$

$$\beta = 87^\circ 32'$$

aufgestellt; Groth macht zugleich darauf aufmerksam, dass wahrscheinlich eine nahe Relation zu der Borsäure, welche jedoch asymmetrisch ist, existiren dürfte.

Im Folgenden soll nun untersucht werden, inwiefern diese älteren Beobachtungen mit unseren Messungen übereinstimmen.

Die meisten Krystalle des norwegischen Hydrargillit sind zu unregelmässig ausgebildet, um genaue Messungen zu gestatten; eine Anzahl ausgesuchter Tafeln von ungefähr 2—3 mm Durchmesser der Basis bei ungefähr $\frac{1}{2}$ und $\frac{3}{4}$ mm Dicke erlaubten jedoch sehr genaue Messungen.

An zwei dieser Tafeln, welche übrigens in der Regel, wie wir sehen werden, sehr complicirte Zwillinge darstellen, wurden als Grundlage für die Berechnung des Axenverhältnisses folgende Messungen erhalten:

$OP : \infty P(001) : (110)$	$OP : \infty P(001) : (\bar{1}10)$
$87^\circ 43'$	$92^\circ 48'$
$87^\circ 45\frac{1}{2}'$	$92^\circ 48\frac{1}{2}'$
$87^\circ 42\frac{1}{2}'$	$92^\circ 49'$
Mittel = $87^\circ 43\frac{1}{2}'$	$92^\circ 44'$
	$92^\circ 48'$
	$180 - \text{Mittel} = 92^\circ 47\frac{1}{2}' = 87^\circ 42\frac{1}{2}'.$

Da aus verschiedenen Beobachtungen, die unten angeführt werden sollen, mit Sicherheit entschieden wurde, dass die Krystalle dem monosymmetrischen System angehörig sind, wurde wieder aus diesen beiden Reihen von Messungen das Mittel genommen, und also für den Winkel $(001) : (110)$ als Mittel erhalten:

$$87^\circ 43'.$$

Ferner wurde gemessen:

*) S. Kokscharow, Mat. z. Min. Russl. 4, 398; Mém. d. Sav. étrang. 18, 648 und 745.

**) Tab. Uebers. etc. 2. Ausg., S. 39.

Groth, Zeitschrift f. Krystallogr. XVI.

$\infty P : \infty P (110) : (\bar{1}10)$	$P\infty : 0P (\bar{1}04) : (004)$
60° 49'	50° 45'
60 49	50 57
60 50	50 50½
60 50	50 55
Mittel = 60° 49½'	50 55
	50 47½
	Mittel = 50° 50'

Aus diesen Werthen ergibt sich das Axenverhältniss:

$$a : b : c = 1,70890 : 1 : 1,91843$$

$$\beta = 85^\circ 29' 10''.$$

Dies Axenverhältniss, welches zuerst aus Messungen an zwei ausgesuchten Tafeln erhalten wurde, zeigte sich durch zahlreiche Messungen, die für die genaue Feststellung der unten erwähnten Zwillingsgesetze ausgeführt wurden, als recht genau; auf dasselbe bezogen erhalten die an dem norwegischen Hydrargillit beobachteten Formen folgende Zeichen:

$c = \{001\} \quad 0P$	$\nu = \{520\} (?) \infty P\frac{1}{2}$
$b = \{010\} \infty R\infty$	$k = \{310\} (?) \infty P3$
$a = \{100\} \infty P\infty$	$l = \{410\} \infty P4$
$d = \{\bar{1}01\} \quad P\infty$	$t = \{920\} \infty P\frac{1}{2}$
$m = \{110\} \infty P$	$o = \{\bar{2}11\} (?) \quad 2P2$
$n = \{870\} \infty P\frac{1}{2}$	$s = \{312\} \quad \frac{1}{2}P3$
$\mu = \{210\} \infty P2$	$u = \{\bar{5}23\} \quad 2P3.$

Einfache Krystalle scheinen kaum vorzukommen und sind jedenfalls sehr selten. Die Flächen der gemessenen Krystalle waren stark glänzend und meistens genau messbar; jedoch sind die Pyramidenflächen durchgehends relativ matt und parallel der Combinationskante mit der Basis gestreift; ebenso sind die Flächen der Prismenzone theilweise etwas vertical gestreift, nämlich diejenigen von $\infty P3$ bis $\infty P2$; die Flächen $\infty P3$ und $\infty P\frac{1}{2}$ konnten deshalb auch nicht mit voller Sicherheit bestimmt werden.

In der folgenden Tabelle sind in der Columnne: »Gemessen« die äussersten Grenzwerthe der guten Messungen angegeben; die Zahlen repräsentiren demnach eine grössere Anzahl Messungen an verschiedenen Krystallen; in Parenthese sind einige schlechtere Messungen angeführt.

Berechnet:	Gemessen:	v. Koks ch.:	Des Cloiz.:
(100):(110) 59° 35' 45"	59° 32' — 59° 33½'	59° 50' (—½R : R)	
(100):(870) 56 8 40	—		
(100):(210) 40 25 44	40 22½		
(100):(520) 34 46 7	(33 8)		
(100):(310) 29 35 27	—		

	Berechnet:	Gemessen:	v. Koksch.:	Des Cloiz.:
(400):(440)	23° 3' 52"	23° 4'		
(400):(920)	20 44 8	(20 57½)		
(400):(040)	90	89 58 —90° 2'		
(040):(440)	30 24 45	30 24½ —30 28		
(040):(410)	30 24 45	30 25		
(040):(870)	33 54 20	33 54		
(440):(410)	449 40 30	—		
(440):(410)	*60 49 30	M.*60 49 30"		
(004):(404)	*50 50	M.*50 50		
(404):(400)	43 40 50	43 42 43 43		
(004):(400)	85 29 40	85 25 —85 29½	85° 20' —6'(0R: —½R)	
(004):(440)	*87 43	M.*87 43½ }	87 23 32"(0R:R)	87° 47' (004:400)
(004):(410)	92 47	M. 92 46½ }		
(004):(040)	90	89 59½		
(404):(040)	90	90		
(404):(410)	68 34 30	68 28 —68 34½		
(244):(004)	74 24 50	(72 52)		
(244):(404)	34 43 35	(34 25)		
(342):(004)	65 44 40	65 49½		
(623):(004)	72 46 30	(72)		

Sämmtliche Krystalle sind tafelartig nach der Basis, welche deshalb die herrschende Form ist. In der Prismenzone herrschen die Flächen von ∞P und von $\infty P\infty$, ungefähr im Gleichgewicht ausgebildet, vor; die übrigen Prismenflächen, ebenso wie die Flächen des Klinopinakoids, bilden in der Regel nur untergeordnete Abstumpfungen. Auch die Flächen der Pyramiden sind in der Regel klein. Dagegen sind die Flächen des Orthodomas $P\infty$ öfters recht gross, ungefähr im Gleichgewicht mit $\infty P\infty$.

Die Flächen von $\infty P3$ sind, wie erwähnt, matt und konnten deshalb nicht durch das Reflexionsgoniometer gemessen werden; die Form wurde durch die Zone [(400):(440)] und den unter dem Mikroskope gemessenen ebenen Winkel [(004):(400)]:[(004):(340)] bestimmt. Dieser ebene Winkel wäre 450° 20'; die Beobachtung gab nur annäherungsweise diesen Werth, indem Ablesungen zwischen 447° und 450° erhalten wurden. Da aber die Flächen fein gestreift sind, dürfte doch eher $\infty P3$ als die einem Werthe von 447° 20' entsprechende Form $\infty P\frac{1}{2}$ vorliegen.

Die ebenfalls gestreiften Flächen von $2P3$ und $\frac{1}{2}P3$ wurden ausser durch die oben angegebenen Messungen auch durch die Messung des ebenen Winkels ihrer Basiskanten mit der Kante [(004):(400)] bestimmt; dieser Winkel fordert 450° 20', während 450° 49' gemessen wurde.

Die Flächen von $2P2$ waren gerundet, gestreift und nur ganz schlecht

messbar; die Bestimmung dieser Form erscheint deshalb auch weniger sicher.

Aus dem beigefügten Vergleich mit den Messungen v. Kokscharow's und Des Cloiseaux's sieht man unmittelbar, dass der Letztere die Neigung $\beta = (001):(100)$ mit dem Winkel $(001):(110)$ vertauscht hat; es erklärt sich diese Verwechslung, wie wir unten sehen werden, sehr leicht durch die eigenthümlichen Zwillingungsverwachsungen des Hydrargillit und ist in höchstem Grade zu entschuldigen; nur die Untersuchung eines günstigeren Materials konnte den complicirten Bau der Hydrargillitzwillinge zu entfernen erlauben, und in der That erhält man an den Zwillingen dieses Minerals, wenn man eine Zone $[(001):(110)]$ messen will, fast immer auch in derselben Zone Reflexe von (100) eines in Zwillingstellung verwachsenen Individuums.

Was die Messungen v. Kokscharow's betrifft, so ist ersichtlich, dass seine Fläche R mit ∞P , seine Fläche $-\frac{1}{2}R$ mit $\infty P\infty$ zusammenfällt. Was seine Fläche $x = \frac{1}{3}R$ betrifft, so habe ich keine entsprechende Form gefunden; dieselbe lässt sich ohne Kenntniss des Zwillingbaues des von v. Kokscharow gemessenen Krystalles nicht sicher bestimmen. Wenn sie in der Zone $[(001):(110)]$ liegen sollte, würde dieselbe einer Form

$$\{511\} - 5P$$

entsprechen. Diese Form fordert auf unser Axenverhältniss berechnet:

$(100):(511)$	$59^{\circ}26'44''$	$59^{\circ}15'$ (v. K. gem.)
$(001):(511)$	$82\ 34\ 55$	$82\ 45$

Die Zwillingbildungen des Hydrargillit sind sehr mannigfaltig und oft sehr complicirt. Die auftretenden Gesetze können auf folgende Weise gruppiert werden.

I. Gruppe. Zwillinge mit geneigtflächigen Basalebenen.

Erstes Gesetz.

Zwillingsebene eine Fläche von $\{110\}\infty P$. Des Cloiseaux erwähnt, dass bei dem Hydrargillit Zwillinge nach $\{100\}\infty P\infty$ vorkommen sollen. Wie wir oben gesehen haben, muss aber seine Fläche $\{100\}\infty P\infty$ ganz unzweifelhaft mit $\{110\}\infty P$ vertauscht worden sein; damit übereinstimmend führt Des Cloiseaux nun auch an, dass der einspringende Winkel der Basisflächen nach seinem Zwillinggesetz $= -4^{\circ}26'$ wäre; aus unserem Axenverhältniss berechnet würde der einspringende Winkel der Basisflächen nach dem Gesetz: Zwillingsebene eine Fläche von $\infty P = -4^{\circ}34'$ sein, während das Gesetz Zwillingsebene $\infty P\infty$ für den Winkel der Basisflächen $-9^{\circ}1'40''$ fordern würde.

Das erste bekannte, von Des Cloiseaux entdeckte Zwillingsgesetz

des Hydrargillit-muss demnach lauten: Zwillingssebene eine Fläche von $\{110\}\infty P$.

Bei dem norwegischen Hydrargillit habe ich dies Zwillingsgesetz nur selten beobachtet und es spielt jedenfalls im Vergleiche mit den meisten übrigen, unten erwähnten Gesetzen keine hervortretende Rolle.

Ein schönes Beispiel dieses Gesetzes in Verbindung mit wenigstens zwei anderen Zwillingsgesetzen stellt Fig. 40, Taf. I nach einer Herrn A. Hamberg zugehörigen Krystallgruppe dar; die Gruppe ist von oben gesehen, sämtliche sichtbare Flächen sind Flächen der Basis. Diese Krystallgruppe ist ein Sechsling mit folgendem Bau: Die Krystalle Nr. I und II befinden sich in Zwillingsstellung nach dem Gesetz: Zwillingssebene eine Fläche des Orthopinakoides (zweites Gesetz, s. unten), ebenso III und IV, V und VI. Dies geht aus den folgenden Messungen hervor.

	Berechnet:	Gemessen:
$(004)^I : (004)^{II}$	$90^\circ 4' 40''$	$90^\circ 4'$
$(004)^{III} : (004)^{IV}$	$9^\circ 4' 40''$	$9^\circ 6\frac{1}{2}'$
$(004)^V : (004)^{VI}$	$9^\circ 4' 40''$	$8^\circ 57'$

Ferner sind I und III (sowie II und IV) in Zwillingsstellung zu einander nach dem Gesetze: Zwillingssebene eine Fläche von ∞P ; dies geht aus den folgenden Messungen hervor.

	Berechnet:	Gemessen:
$(004)^I : (004)^{III}$	$40^\circ 34'$	$40^\circ 44'$
$(004)^{II} : (004)^{IV}$	$4^\circ 34'$	$4^\circ 42' - 4^\circ 47\frac{1}{2}'$

Endlich sind I und V in Zwillingsstellung zu einander nach dem unten zu erwähnenden fünften Gesetze des Hydrargillit, was aus der Parallelität der Flächen $(004)^I$ und $(004)^V$ in Verbindung mit dem Winkel der Zwillingskanten $[(004)^I : (004)^{II}] : [(004)^V : (004)^{VI}] = \text{ungefähr } 60^\circ$ bewiesen wird.

Ob hier an dieser Gruppe auch noch das unten erwähnte vierte Gesetz (Zwillingssebene die Basis), was sehr wahrscheinlich ist, existirt, konnte wegen der Lage derselben an der Stufe nicht genauer ermittelt werden; wenn dies der Fall wäre, würde die Gruppe ein Zwölfling sein.

Zweites Gesetz.

Zwillingssebene $\{100\}\infty P\infty$. Dies durch einen Irrthum von Des Cloizeaux angegebene, jedoch nicht beobachtete Zwillingsgesetz habe ich, obwohl nicht häufig, an dem norwegischen Hydrargillit aufgefunden. Dasselbe wurde zuerst an einem eingewachsenen Exemplare beobachtet und durch folgende Messung controlirt:

	Berechnet:	Gemessen:
$(004)^I : (004)^{II} =$	$90^\circ 4' 40''$	$90^\circ 22'$

Durch optische Untersuchung eines abgespalteten Blättchens wurde

bewiesen, dass die Grenzlinie beider Individuen des mit ∞P_{∞} verwachsenen Juxtapositionszwillings in der That parallel der Zonenaxe $\{(001):(400)\}$ verlief.

Auch an einer aufgewachsenen Krystallgruppe wurde dasselbe Gesetz — in Verbindung mit nicht weniger als drei anderen Zwillingsgesetzen — in ausgezeichneter Ausbildung beobachtet; es wurde hier gemessen für den Winkel der Basisflächen — $9^{\circ} 17'$, also ein etwas grösserer Werth als die Rechnung fordert. Auch hier wurden die Zonen controllirt; an der dritten, oben erwähnten Gruppe (Fig. 10) stimmten die Messungen besser.

Drittes Gesetz.

Zwillingsenebene $\{3.4.54\}_{\frac{1}{8}}P_3$ (?).

Dies Gesetz wurde nur an der oben erwähnten (nicht gezeichneten) Krystallgruppe, welche ausserdem noch drei andere Zwillingsgesetze *) aufweist, beobachtet. Es wurde durch folgende Messungen constatirt.

	Berechnet:	Gemessen:
$(100)^I:(100)^{II}$	$1^{\circ} 52' 42''$	$1^{\circ} 55'$
$(004)^I:(004)^{II}$	$8 \ 13 \ 24$	$8 \ 7\frac{1}{2} - 8^{\circ} 24'$
$(440)^I:(440)^{II}$	$0 \ 23$	$0 \ 22 - 0 \ 24\frac{1}{2}$

Da die Messungen gut mit den berechneten Werthen übereinstimmen, scheint nicht eine zufällige Verwachsung vorzuliegen, was um so wahrscheinlicher wird, weil die Zone $\{(001):(3.4.L)\}$ jedenfalls zu den besonders hervortretenden des Minerals gehört; da jedoch das Symbol der Zwillingsenebene wenig einfach ist und nur ein einziges Exemplar, welches diese Ausbildung erweist, aufgefunden wurde, darf das Gesetz nicht als sicher bewiesen angesehen werden.

Die Gruppe, welche dies Gesetz aufweist, ist leider gar zu complicirt, um bildlich dargestellt werden zu können; der Bau derselben kann auf folgende Weise angedeutet werden: Ein grösseres Individuum, I, ist mit einem zweiten Individuum, II, mit der Basis nach dem Gesetz »Zwillingsenebene die Basis« zu einer Tafel verwachsen. Diese ist nun mit dem Orthopinakoid nach dem zweiten Gesetze mit zwei Individuen III und IV verbunden, welche wieder miteinander nach dem eben erwähnten Gesetz: Zwillingsenebene die Basis verwachsen sind. Dem Individuum IV ist erstens seitlich eine aus zwei Individuen V und VI bestehende Zwillings tafel, welche mit IV gemeinsame Basisebene besitzt, in Zwillingsstellung nach einem unten erwähnten, nicht hemitropen Zwillingsgesetz angewachsen, wobei V und VI wieder nach dem basischen Gesetz verzwillingt sind; ferner ist mit IV ein Individuum VII nach unserem Gesetz: Zwillingsenebene $\frac{1}{8}P_3$ in Juxtaposition verwachsen;

*) Nach $\{100\}\infty P_{\infty}$, nach $\{004\}0P$ und ein weiter unten ausführlicher erwähntes, hemitropes Zwillingsgesetz.

zwischen IV und VII ist nun wieder ein Individuum VIII, welches mit VII nach dem erwähnten nicht hemitropen Zwillingsgesetz verwachsen ist, eingeklemmt, wobei die Berührungsebene zwischen VII und VIII die Basis ist; das Individuum VIII, welches ausserhalb IV und VII hervorragt und über V und VI übergreift, ist wieder mit einem ganz kleinen Individuum IX nach dem basischen Gesetz verzwillingt. Da nun ausserdem diese neun verschiedenen, nach vier verschiedenen Gesetzen mit einander verbundenen Individuen einander theilweise recht unregelmässig durchdringen, musste ich nach mehreren vergeblichen Versuchen eine bildliche Darstellung des interessanten, genau messbaren Complexes aufgeben.

Soviel darf noch bemerkt werden, dass alle Versuche, die Zwillingungsverwachsung der Individuen IV und VII auf eine andere Weise, etwa durch ein Zwillingsgesetz: Zwillingsebene $\infty P3$, oder: Zwillingsebene ∞P zu erklären, sich als vollständig unmöglich erwiesen. — Schliesslich sei erwähnt, dass die optische Untersuchung dünner Blättchen von Hydrargillit z. Th. eine Zwillinglamellirung erwies, welche nur durch ein analoges Gesetz erklärt werden kann.

II. Gruppe. Zwillinge mit parallelfächigen Basalebene.

Viertes Gesetz.

Zwillingsebene $\{004\}0P$. Dies Gesetz wurde bei dem norwegischen Hydrargillit in ganz allgemeiner Verbreitung vorgefunden; an fünf verschiedenen Krystallen wurde es genauer controlirt, erstens dadurch, dass die drei Zonen: $[(004):(T00)]$, $[(004):(T10)]$ und $[(004):(110)]$ des einen mit den gleichnamigen Zonen des zweiten Individuums gemeinsame Zonenachsen besaßen, zweitens durch folgende Messungen:

	Berechnet:	Gemessen:
$(T10)^I:(T10)^{II}$	— $4^{\circ}34'$	— $4^{\circ}32\frac{1}{2}'$ — $4^{\circ}36\frac{1}{2}'$
$(110)^I:(110)^{II}$	$4\ 3\frac{1}{2}$	$4\ 29$ — $4\ 34$
$(T01)^I:(T01)^{II}$	$78\ 20$	$78\ 18$ — $78\ 27\frac{1}{2}$
$(T00)^I:(T00)^{II}$	— $9\ 4\ 40''$	$9\ 7$
$(004)^I:(004)^{II}$	0	0

Endlich wurde das Gesetz auch mehrfach durch optische Untersuchung geprüft.

Dies Gesetz tritt gewöhnlich nicht allein, sondern in Verbindung mit einem oder mehreren der anderen Zwillingsgesetze des Hydrargillit auf; in Verbindung mit dem folgenden, fünften Gesetz ist es beispielsweise an dem in Fig. 13, Taf. I dargestellten Sechsling ausgebildet. In der Regel ist seine Ausbildung sehr regelmässig, indem die beiden in Zwillingstellung orientirten, tafelförmigen Individuen in ihrer ganzen Ausdehnung mit der basischen Tafelebene einander berühren und öfters auch gleich dick sind.

Bisweilen sind jedoch auch nur unregelmässige dünne Fetzen in Zwillingstellung in einem grösseren Hauptindividuum eingeschoben; s. z. B. Fig. 15, Taf. I.

Fünftes Gesetz.

Wir wollen dies Gesetz vorläufig als ein gewöhnliches hemitropes Zwillingsgesetz auffassen und auf folgende Weise aussprechen:

Zwillingsebene senkrecht zu der Basis; mit der Kante $[(004):(400)]$ bildet die Trace der Zwillingsebene auf der Basis einen ebenen Winkel von $119^{\circ}49\frac{1}{2}'$, mit der Kante $[(004):(410)]$ also einen Winkel von $0^{\circ}34\frac{1}{2}'$. Die Zwillingssaxe in der Basis senkrecht zu der Trace der Zwillingsebene in der Basis gelegen.

Charakteristisch für dies Zwillingsgesetz ist es, dass erstens die Basisflächen der beiden Individuen parallel oder gemeinsam sind, zweitens dass je eine Zone $[(004):(400)]$ des einen mit einer Zone $[(004):(410)]$ des anderen Individuums gemeinsame Zonenachsen besitzt; zwei ungleichwerthige Zonen haben demnach bei beiden Individuen gemeinsame Zonenachsen, während die dritte Zone der die Basis begrenzenden herrschenden Flächen mit der restirenden Basiskantenzone des zweiten Individuums nicht gemeinsame Zonenaxe besitzt.

Die Zwillingsebene selbst ist keine mögliche einfache Krystallfläche; sie fällt nicht genau, doch recht nahe mit einer Fläche $\{100.102.9\} \frac{1}{3}P\frac{1}{3}Z\frac{1}{3}Z$ zusammen. Auch die Zwillingssaxe fällt mit keiner möglichen Krystallkante zusammen.

Die Beweise für das Auftreten dieses bei dem Hydrargillit vielleicht häufigsten Zwillingsgesetzes werden aus dem Folgenden einleuchten.

Die Lage der Zwillingsebene, wenn beide Individuen beiderseits derselben nach vollendeter Umdrehung symmetrisch zu ihr angeordnet sind, ist durch die Figuren 4 und 5 angedeutet; der Einfachheit wegen sind in diesen, wie in den übrigen schematischen Figuren auf Tafel I, nur die Basisanten der Hydrargillittafel ausgezogen, ausgenommen dass, um die Orientierung zu erleichtern, auch die obere hintere Fläche von $\{T01\}P_{\infty}$ eingezeichnet ist.

Wenn in Fig. 4 Taf. I eine hintere linke Fläche als Zwillingsebene angenommen ist, muss natürlich daran erinnert werden, dass ebensogut eine damit parallele vordere rechte Fläche als solche fungiren kann; ebenso ist in Fig. 5 beispielsweise eine vordere linke Fläche als Zwillingsebene genommen, während ebensogut die damit parallele hintere rechte Fläche hätte angenommen werden können. In Fig. 8 ist z. B. ein Drilling dargestellt, bei welchem an einem mittleren Hauptindividuum nach der gewähl-

ten Aufstellung sowohl hinten rechts als hinten links ein zweites und drittes Individuum angewachsen sind; wenn wir das mittlere Individuum I hier um 180° um eine Kante $[(001):(100)]$ gedreht denken, würden natürlich die Zwillingsebenen entsprechend vorn rechts und links gelegen sein.

Die Verwachsung der Einzelindividuen mit einander nach diesem Gesetze findet nun auf mancherlei Weise statt; gewöhnlich kommen auch andere Zwillingsgesetze, namentlich das vierte Gesetz, gleichzeitig vor. Einfache Zwillinge habe ich nicht beobachtet; gewöhnlich sind drei, vier, fünf, sechs oder mehrere Individuen auf oft recht complicirte Weise mit einander verwachsen.

Die verschiedenen Ausbildungsweisen dieses Gesetzes können deshalb am besten durch einige Beispiele erläutert werden.

Erstens können wir nach der Verwachsung der Einzelindividuen folgende, übrigens nicht streng auseinander zu haltende Specialfälle unterscheiden:

a) Die beiden in Zwillingsslage verwachsenen Individuen sind der Hauptsache nach neben einander orientirt; die Basis beider Individuen pflegt dann sowohl oben als unten eine continuirliche Ebene zu bilden. Die Berührungsebene ist dabei verschiedenartig beschaffen; sie wird unten näher erwähnt.

Ein Beispiel dieser Ausbildung zeigt der in Fig. 43 dargestellte Complex, bei welchem gleichzeitig auch das vierte Zwillingsgesetz in schöner Ausbildung vertreten ist. Diese Gruppe besteht, wie die Figur zeigt, aus sechs Einzelindividuen, von welchen sowohl die drei oberen, I und III, III und V, als die drei unteren, II und IV, IV und VI, gegenseitig nach dem fünften Gesetze neben einander orientirt sind, während gleichzeitig das rechte obere Individ I und das rechte untere Individ II, das mittlere obere Individ III und das mittlere untere Individ IV, endlich das linke obere Individ V und das linke untere Individ VI je nach dem vierten Gesetze mit einander verbunden sind. Die Anordnung sämtlicher sechs Individuen ist in Fig. 4 in Projection auf die Basis, wobei die oberen Individuen die unteren decken, schematisch dargestellt*).

Die Bestimmung der beiden Gesetze wurde, ausser durch die optische Untersuchung, durch folgende Messungen controlirt, wobei das rechte obere Individuum als in der Normallage sich befindend angesehen, die gemeinsame Basisebene der oberen Individuen I, III und V deshalb als $(004)^I$, die gemeinsame Basisebene der unteren Individuen II, IV und VI deshalb als $(004)^{II}$ bezeichnet wird.

*) Die Anordnung in Fig. 4 ist eigentlich ganz dieselbe wie in Fig. 8.

Zone [(001) ^I : (100) ^I]	Berechnet:	Gemessen:
(001) ^I : (104) ^I	50° 30'	50° 30'
(001) ^I : (110) ^{III}	92 17	92 19
(001) ^I : (100) ^I	94 30 50"	94 37
(110) ^{III} : (110) ^{IV}	4 34	4 32½
(100) ^I : (100) ^{II}	— 9 1 40	— 9 7
(001) ^{II} : (100) ^{II}	94 30 50	94 30½
(001) ^{II} : (110) ^{IV}	92 17	92 14
(001) ^{II} : (104) ^{II}	50 50	50 47½
(001) ^I : (001) ^{II}	180 0	180 0
(001) ^I : (100) ^I	85 29 40	(85 4)
Zone [(001) ^I : (110) ^I]		
(001) ^I : (104) ^{III}	50 50	50 44
(001) ^I : (110) ^V	92 17	(92 4)
(001) ^I : (100) ^{III}	94 30 50	94 49)
(110) ^V : (110) ^{VI}	— 4 34	(— 4 42)
(001) ^{II} : (110) ^{VI}	92 17	92 11
(001) ^{II} : (104) ^{IV}	50 50	50 50½
(001) ^{II} : (110) ^{II}	87 43	87 43½
(110) ^{II} : (110) ^I	4 34	4 34
(110) ^I : (001) ^I	87 43	(87 45½)
(110) ^V : (110) ^I	180 0	180 6½
Zone [(110) ^I : (110) ^I]		
(110) ^I : (110) ^I	60 49 30	60 49
(110) ^I : (110) ^{IV}	— 1 14 15	— 1 18½
Zone [(110) ^{II} : (110) ^{III}]		
(110) ^{II} : (110) ^{II}	60 49 30	60 40
(110) ^{II} : (110) ^{III}	— 1 14 15	— 1 18

gemeinsame Zonenachsen besitzen; die scheinbar parallel aussehenden Zonen $[(004)^I:(\bar{1}10)^I]$ und $[(004)^I:(110)^{III}]$ zeigten sich dagegen — wie es das fünfte Gesetz fordert — nicht parallel, was auch aus den angeführten Messungen zu ersehen ist. Eine sehr gute Controle konnten die Messungen der Orthodomenflächen von I und III, resp. von II und IV liefern. Nach einem Gesetze: »Zwillingssebene senkrecht zu OP in der Zone $OP:\infty P(004):(110)$ «, würde z. B. dieser Winkel $46^\circ 7' 20''$ gewesen sein; nach einem derartigen Gesetze könnten übrigens auch die beiden Einzelindividuen eines Zwillinges nur eine einzige gemeinsame Zonenaxe (nämlich parallel der Basiskante der Zwillingssebene) besitzen, weshalb schon die oben erwähnte Zonencontrole ein derartiges Gesetz sofort ausschliessen musste. — Endlich darf auch die unten näher erwähnte Beobachtung angeführt werden, dass die Flächen $(110)^I$ und $(\bar{1}10)^V$ resp. $(110)^{II}$ und $(\bar{1}10)^{VI}$ wegen der Drillingsverwachsung parallel sind; die Zwillingsslage der Individuen V und VI wurde übrigens näher durch die optische Untersuchung controlirt.

Die oben auseinandergesetzten Beobachtungen stellen die Hauptzüge des Zwillingssbaues des in Fig. 13 wiedergegebenen Complexes dar; ausserdem sind an der in der Figur unvollständig gezeichneten vorderen linken Ecke auch noch andere kleinere Individuen in Zwillingssstellung an- und eingewachsen, welche die Uebersicht der wesentlichen Züge so compliciren würden, dass sie hier absichtlich unberücksichtigt gelassen wurden. Auch ist an der linken Seite diese Krystallgruppe insofern etwas einfacher gezeichnet, als sie in der That ist, als die Individuen V und VI sich theilweise keilförmig zwischen die Individuen III und IV hineinschieben, was aber in der Hauptsache nichts ändert. Die Berührungsflächen der einzelnen Individuen werden übrigens erst unten näher erklärt werden.

b) Die beiden in Zwillingssstellung verwachsenen Individuen sind theilweise über und auf einander orientirt. Auch in diesem Falle bildet die Basis beider Individuen eine continuirliche, von dem einen nach dem anderen Individuum sich in einer Ebene fortsetzende Fläche. Diejenige Ebene, mit welcher die beiden Individuen einander berühren, hat dabei eine eigenthümliche Lage, welche durch die folgende Betrachtung erklärlich wird.

Denken wir uns zwei Individuen der normalen Zwillingsslage, wie z. B. in Fig. 1 schematisch dargestellt, so sind die ebenen Winkel der basischen Kanten $[(004):(\bar{1}10)]$ und $[(004):(\bar{1}00)]$ an dem Individuum I, sowie $[(004):(\bar{1}10)]$ und $[(004):(\bar{1}00)]$ an II $= 120^\circ 21'$, die ebenen Winkel der Kanten $[(004):(\bar{1}10)]$ und $[(004):(110)]$ dagegen nur $119^\circ 18'$; denken wir uns nun ferner das Individuum II in orientirter Lage nach unserem Gesetz auf (statt neben) I angebracht, wie in Fig. 2 dargestellt, so müssen zwar die Kanten $[(004)^{II}:(\bar{1}10)^{II}]$ und $[(004)^I:(\bar{1}00)^I]$, ebenso wie $[(004)^{II}:(\bar{1}00)^{II}]$ und $[(004)^I:(\bar{1}10)^I]$ parallel werden und einander decken, die Kanten $[(004)^{II}:(110)^{II}]$ und $[(004)^I:(110)^I]$ werden dagegen nicht parallel, sondern müssen einan-

der kreuzen und der ebenen Winkel beider dieser Kanten (oder der damit parallelen Kanten) wird $120^{\circ}21' - 119^{\circ}48' = 4^{\circ}3'$.*).

Genau analog der Bildung der gegen die Kante $\{004\} : \{040\}$ geneigten schiefen Grenze der beiden Individuen nach dem »rhombischen« Schnitt mittels des Zwillingsgesetzes der Makrodiagonale bei den Plagioklasen, wachsen nun auch hier bei dem monosymmetrischen Hydrargillit in dem einspringenden Winkel der beiden Flächen $(110)^I$ und $(\bar{1}10)^{II}$ die beiden Individuen gegen einander weiter fort, bis die eben genannten Flächen einander in einer Kante schneiden, welche mit den erwähnten Basiskanten einen schiefen ebenen Winkel von $12^{\circ}53'40''$ bildet. Der einspringende Winkel zwischen $(110)^I$ und $(\bar{1}10)^{II}$ ist dann natürlich verschieden von dem Winkel $(110)^I : (110)^{II}$ nach dem vierten Gesetze; während er nach dem letzteren $= 4^{\circ}34'$ war, ist der eben erwähnte einspringende Winkel nach dem fünften Gesetze berechnet $= 4^{\circ}40'50''$. Endlich wurde der Winkel $(040)^I : (040)^{II}$ nach unserem Gesetze berechnet zu $59^{\circ}38'57''$.

Ganz analog dem Verhältniss bei den Plagioklasen zeigt sich ferner auf der entgegengesetzten Seite des Zwillings ein ausspringender Winkel zwischen den Flächen $(\bar{1}\bar{1}0)^{II}$ und $(\bar{1}\bar{1}0)^I$.

Wenn umgekehrt von den beiden Individuen I und II das erste (I) auf II angebracht gewesen wäre, wie in Fig. 3 dargestellt, so würden natürlich die rechten vorderen Flächen des Zwillings nicht einen einspringenden, sondern einen ausspringenden Winkel gebildet haben; in diesem Falle würde umgekehrt ein einspringender Winkel hinten links entstanden sein.

Ganz entsprechend würde die in Fig. 5 dargestellte Orientirung bei der Verschiebung des Individuums II auf I vorn links einen einspringenden, hinten rechts einen ausspringenden Winkel zwischen den nicht in einer Zone mit der Basis gelegenen Prismenflächen der beiden Individuen (Fig. 6) bilden. Wenn umgekehrt I auf II aufliegend gedacht wird, so ergibt sich nach Fig. 7 vorn links ein ausspringender, hinten rechts ein einspringender Winkel der genannten Flächen.

Die Beobachtungen lehren nun ferner, dass, ganz auf dieselbe Weise wie bei den Plagioklasen, die schiefen Grenzen der beiden in Zwillingsstellung verwachsenen Individuen keineswegs nur eine Oberflächenerscheinung sind, sondern die beiden Individuen berühren einander in einer Ebene, deren Lage eben durch die erwähnten schiefen Begrenzungslinien bestimmt ist, indem sie denselben parallel verläuft.

Da nun die basischen Flächen beider Individuen bei dieser Ausbildung des Zwillingsgesetzes continuirlich sind und gemeinsame Ebenen bilden,

*) Genauer berechnet wird der Winkel $4^{\circ}2'39''$.

so erhalten die beiden Einzelindividuen die Form von keilförmig zugespitzten Theilstücken (s. Fig. 16, 18 etc.). Die Trace der gemeinsamen Berührungsebene oder Verwachsungsebene der beiden Individuen auf der Basis bildet mit der Kante $[(\bar{1}10)^{II} : (001)^{II}]$, Fig. 2, einen ebenen Winkel von $90^{\circ}30'49''$. Ferner bildet die Verwachsungsebene selbst mit der Basis einen Winkel von $12^{\circ}53'4''$.

Wir besitzen nun in diesen Daten eine hinreichende Grundlage für die Berechnung der Lage der Verwachsungsebene; dieselbe ist allerdings kaum eine einfache mögliche Krystallfläche, fällt aber doch annäherungsweise zusammen mit einer Fläche $\{3.1.18\} - \frac{1}{2}P3$. Diese Form fordert für den Winkel $\{3.1.18\} : (001)$ $12^{\circ}17'30''$ statt $12^{\circ}53'4''$ und für den oben angegebenen ebenen Winkel $90^{\circ}39'44''$ statt $90^{\circ}30'49''$. Uebrigens ist natürlich daran zu erinnern, dass die beiden Individuen in Bezug auf diese Verwachsungsebene nicht symmetrisch sind.

c) Ehe wir die Beispiele dieser Ausbildungsweise des fünften Gesetzes anführen, muss noch bemerkt werden, dass die eben gemachte Voraussetzung für die Erklärung der in b) abgeleiteten Berührungsebene beider Individuen — nämlich dass das eine Individuum auf dem anderen mit der basischen Fläche als Berührungsebene angebracht zu denken sei — auch in der That in den Beobachtungen ihre volle Bestätigung findet, indem die Basis theilweise als Berührungsebene beider Individuen auftritt. Dies pflegt namentlich dann der Fall zu sein, wenn das eine Individuum über das andere frei herausragt (s. Fig. 18 vorn unten); ferner auch (s. Fig. 17 vorn) für die Theile des Zwillings, welche nach aussen von Flächen begrenzt werden, die bei beiden Individuen gemeinsame Zonenachsen besitzen.

Die beiden Ausbildungsweisen b) und c) dieses Gesetzes treten deshalb naturgemäss öfters gleichzeitig auf.

Als Beispiele wollen wir zuerst die Messungen an dem in Fig. 16 gezeichneten Drilling anführen. Um die Anordnung der Einzelindividuen dieses Drillings zu verstehen, wollen wir von der schematischen Figur 8 ausgehen; denken wir uns von den drei hier dargestellten Individuen das Individuum II auf I, das Individuum I wieder auf III aufgewachsen, und denken wir uns ferner die aneinander grenzenden Individuen einander mit den für dies Gesetz nach b) charakteristischen, gegen (001) um $12^{\circ}53'$ geneigten Verwachsungsebenen berührend, so müssen einspringende Winkel mit gegen (001) geneigten Kanten sowohl zwischen $(\bar{1}10)^{II}$ und $(110)^I$, als zwischen $(\bar{1}10)^I$ und $(110)^{III}$ entstehen und die Neigung der betreffenden Kanten muss in beiden Fällen nach der gewählten Stellung nach vorn stattfinden. Dies ist nun an dem Fig. 16 gezeichneten Drilling der Fall; wie gewöhnlich besitzen die in Zwillingsstellung verwachsenen Individuen nun auch hier continuirliche Basisebenen, so dass sie nach der Basis hin durch die Verwachsungsebene keilförmig zugespitzt sind.

duen III und IV, welche das Individuum II mit der Basis berühren, angewachsen. Von diesen ist III in Bezug auf II in Zwillingsstellung nach dem fünften Gesetze, bei der gewählten Stellung ist seine Orientierung aus der Betrachtung der Fig. 9 verständlich, wenn wir uns auch III von II bedeckt denken. Das Individuum IV endlich ist in Bezug auf II in Zwillingsstellung nach dem vierten Gesetze; der Deutlichkeit wegen sind in Fig. 18 die unteren Basisflächen von III und IV parallel ihren Kanten $[(40\bar{1})^{\text{III}} : (001)^{\text{I}}]$ und $[(\bar{1}04)^{\text{IV}} : (001)^{\text{I}}]$ schraffirt.

Die Messungen, welche die angeführte Orientierung beweisen, sind folgende.

Zone $[(001)^{\text{I}} : (\bar{1}00)^{\text{I}}]$	Berechnet:	Gemessen:
$(001)^{\text{I}} : (\bar{1}01)^{\text{I}}$	50° 50'	50° 55'
$(001)^{\text{I}} : (\bar{1}\bar{1}0)^{\text{II}}$	92 17	92 24
$(001)^{\text{I}} : (\bar{1}00)^{\text{I}}$	94 30 50"	(94 5)
$\bar{1}\bar{1}0)^{\text{II}} : \bar{1}\bar{1}0)^{\text{IV}}$	— 4 34	— (4 23)
$\bar{1}\bar{1}0)^{\text{IV}} : (00\bar{1})^{\text{I}}$	92 17	(92 4)
$(00\bar{1})^{\text{I}} : (110)^{\text{II}}$	92 17	92 27
<hr/>		
$(\bar{1}\bar{1}0)^{\text{II}} : (1\bar{1}0)^{\text{III}*})$	— 4 40 50	— 4 39
<hr/>		
Zone $[(001)^{\text{I}} : (\bar{1}00)^{\text{II}}]$		
$(001)^{\text{I}} : (\bar{1}01)^{\text{II}}$	50 50	50 45
$(001)^{\text{I}} : (\bar{1}10)^{\text{I}}$	92 17	92 24
$(001)^{\text{I}} : (\bar{1}00)^{\text{II}}$	94 30 50	94 34
$(\bar{1}01)^{\text{IV}} : (00\bar{1})^{\text{I}}$	50 50	(54 4)
<hr/>		
$(\bar{1}01)^{\text{I}} : (\bar{1}01)^{\text{II}}$	— 45 20 46	— 45 15
<hr/>		
Zone $[(001)^{\text{I}} : (1\bar{1}0)^{\text{II}}]$		
$(001)^{\text{I}} : (1\bar{1}0)^{\text{II}}$	87 43	(88 9)
$(00\bar{1})^{\text{I}} : (10\bar{1})^{\text{III}}$	50 50	(50 34)
$(001)^{\text{I}} : (\bar{1}10)^{\text{II}}$	92 17	92 42
<hr/>		
$(\bar{1}10)^{\text{II}} : (110)^{\text{I}} **)$	— 4 40 50	— 4 48
<hr/>		
$[(001)^{\text{II}} : (\bar{1}10)^{\text{II}}] : [(110)^{\text{I}} : (\bar{1}10)^{\text{II}}]$	12 53 4	ca. 14
<hr/>		
$(010)^{\text{I}} : (010)^{\text{II}}$	59 38 57	59 30

*) NB. $(1\bar{1}0)^{\text{III}}$ nicht in der Zone $[(001)^{\text{I}} : (\bar{1}\bar{1}0)^{\text{II}}]$; zwischen $(\bar{1}\bar{1}0)^{\text{II}}$ und $(1\bar{1}0)^{\text{III}}$ ein-springender Winkel; III ragt ausserhalb II hervor.

**) Wie das Zwillingsgesetz fordert, liegen $(001)^{\text{I}}$ und $(\bar{1}10)^{\text{II}}$ wieder nicht in einer Zone mit $(110)^{\text{I}}$, sondern $(110)^{\text{I}}$ und $(\bar{1}10)^{\text{II}}$ begrenzen einander mit der oben erwähnten geneigten Grenzlinie.

Ausser durch die jetzt angeführten, für die Orientirung der Einzelindividuen vollständig genügenden Messungen wurde der Zwillingsbau auch durch die optische Untersuchung (s. unten) bestätigt. Bei allen angeführten Zonen waren sämtliche Flächen ausgezeichnet tautozonal; wo die Messungen weniger gut sind, rührte dies in der Regel von der Kleinheit der Flächen her.

Dieser Krystall, welcher in der Tafelebene nur ca. $2\frac{1}{2}$ mm gross ist, bietet übrigens auch in anderen Beziehungen bemerkenswerthe Verhältnisse dar, auf welche wir gleich unten zurückkommen werden. Uebrigens ist auch zu bemerken, dass ausser den oben erwähnten vier Individuen, welche ganz vorherrschend den Krystall zusammensetzen, auch noch mehrere andere, äusserst kleine Individuen, welche, um nicht die Darstellung unnöthig zu compliciren, oben unerwähnt blieben, sich anschliessen, so z. B. an der Fläche $(\bar{1}10)^I$ ein kleiner Keil eines fünften Individuums, das wie III in Fig. 46 angeordnet ist, ferner mehrere äusserst dünne Lamellen links unten am Krystall, welche, mit ihrer Basis angewachsen, auch in Zwillingsstellung sich befinden.

Der in Fig. 45 dargestellte Krystall ist, wie der eben erwähnte, der Hauptsache nach ein Vierling (Sechsling?). Zwei Individuen I und III sind in Zwillingsstellung zu einander nach dem fünften Gesetz, in einer den schematischen Figuren 5 und 7 entsprechenden Orientirung; jedem dieser Individuen ist nun wieder ein Individuum nach dem vierten Gesetz angewachsen, IV oberhalb III (hinten rechts) und II unterhalb I (unten vorn links) und ausserdem eine dünne Lamelle von II vorn in I eingeschaltet. Unterhalb dieser dünnen Lamelle von II befinden sich noch zwei andere dünne Lamellen, deren Flächen (110) mit Flächen $(\bar{1}10)^{III}$ und $(\bar{1}10)^{IV}$ hinten rechts parallel sind; sie können demnach diesen Individuen angehörig sein, wahrscheinlicher gehören sie jedoch zwei Individuen V und VI an, welche sich zu III und IV verhalten, wie V und VI zu I und II in Fig. 43. Diese beiden mit III^I und IV^I bezeichneten Lamellen, sowie die Lamelle von II keilen sich nach den Seiten hin auf (100) von I aus.

Folgende Messungen genügen zum Beweis dieser Orientirung.

Zone $[(001)^I : (400)^I]$	Berechnet:	Gemessen:
$(001)^I : (400)^I$	85° 29' 40"	85° 25'
$(001)^I : (\bar{1}\bar{1}0)^{III'}$	87 43	87 40 $\frac{1}{2}$
$(001)^I : (\bar{1}\bar{1}0)^{IV'}$	92 47	92 45 $\frac{1}{2}$
$(\bar{1}\bar{1}0)^{III} : (\bar{1}\bar{1}0)^{IV}$	— 4 34	— 4 35
$(001)^I : (100)^{II}$	94 30 50	94 35 $\frac{1}{2}$
$(001)^I : (\bar{1}10)^{IV}$	87 43	87 49 $\frac{1}{2}$
$(001)^I : (\bar{1}10)^{III}$	92 47	92 26 $\frac{1}{2}$
$(\bar{1}10)^{III} : (110)^{IV}$	— 4 34	— 4 37
$(\bar{1}10)^{III} : (\bar{1}\bar{1}0)^{III'}$	180	180 7

	Berechnet:	Gemessen:
$(\bar{1}10)^{IV} : (\bar{1}\bar{1}0)^{IV}$	180° 0'	180° 5'
Zone $[(001)^I : (110)^I]$		
$(001)^I : (110)^I$	87° 43'	87° 39'
$(001)^I : (110)^{II}$	92° 17'	92° 16½'
$(110)^I : (110)^{II}$	— 4° 34'	— 4° 37½'
$(001)^I : (00\bar{1})^I$	180°	180°
$(001)^I : (\bar{1}10)^I$	92° 17'	92° 20½'
Zone $[(001)^I : (110)^{III}]$		
$(001)^I : (110)^{III}$	87° 43'	87° 51'
$(001)^I : (110)^{IV}$	92° 17'	92° 27'
$(110)^{III} : (110)^{IV}$	— 4° 34'	— 4° 36'
$(\bar{1}10)^I : (110)^{III}$	— 4° 40' 50"	— 4° 39'
$(100)^I : (110)^I$	59° 35' 15"	59° 29½'
$(110)^I : (\bar{1}10)^I$	60° 49' 30"	60° 54'
$(\bar{1}10)^{III} : (110)^{III}$	60° 49' 30"	60° 55'
$(\bar{1}10)^{IV} : (110)^{IV}$	60° 49' 30"	60° 56'

Sämmtliche Flächen der Hauptzonen liegen genau in der Zone.

Ein zweites Exemplar mit genau derselben Orientirung der drei Individuen wie das eben beschriebene, bei welchem aber das dritte Individuum so untergeordnet auftritt, dass beim ersten Anblick ein Zwilling vorzuliegen scheint, gab folgende Messungen.

	Berechnet:	Gemessen:
$(001)^I : (\bar{1}\bar{1}0)^{III}$	87° 43'	87° 43'
$(00\bar{1})^I : (\bar{1}\bar{1}0)^{III}$	92° 17'	92° 16½'
$(001)^I : (\bar{1}\bar{1}0)^{III}$	92° 17'	92° 16½'
$(00\bar{1})^I : (\bar{1}\bar{1}0)^I$	92° 17'	92° 19'
$(\bar{1}\bar{1}0)^{III} : (\bar{1}\bar{1}0)^I$	— 4° 40' 50"	— 4° 40½'
$(001)^I : (\bar{1}\bar{1}0)^I$	92° 17'	92° 14'
$(001)^I : (\bar{1}\bar{1}0)^{II}$	87° 43'	87° 48'
$(1\bar{1}0)^{III} : (\bar{1}\bar{1}0)^{III}$	60° 49' 30"	60° 49'
$(1\bar{1}0)^I : (\bar{1}\bar{1}0)^I$	60° 49' 30"	60° 51'

Die Grenzen der einzelnen in Zwillingsstellung nach dem dritten und vierten Gesetz verwachsenen Individuen sind oft nur wenig regelmässig; kleine Fetzen in Zwillingsstellungen sind häufig in einem grösseren Hauptindividuum eingewachsen und oft nur durch optische Untersuchung zu erkennen. Die Ausbildung der stark zusammengesetzten Complexe nach diesen beiden Gesetzen variiert in der mannigfaltigsten Weise und ist oft recht schwierig zu deuten.

Wir haben nun eine hinreichende Anzahl Beispiele dieses Gesetzes betrachtet, um über die Ausbildungsweise desselben eine Vorstellung zu erhalten. Hier wie so oft scheint es, als ob bei der Zwillingsbildung grössere einspringende Winkel, welche dieselbe sofort verrathen würden, nicht häufig sind; die oft sehr schwierig zu entziffernden Verwachsungen mehrerer Individuen sehen äusserlich beim ersten Anblick oft wie einfache Krystalle aus.

Die gewählten Beispiele sind relativ einfach zusammengesetzte Complexe; andere waren so complicirt, dass sie der geringen Grösse wegen nicht entziffert werden konnten.

Das eben beschriebene fünfte Zwillingsgesetz des Hydrargillit bietet in genereller Beziehung ganz besonders bemerkenswerthe Eigenschaften dar, ein Umstand, welcher mich auch dazu veranlasste, ein so reichliches Beweismaterial für seine Existenz beizubringen; ohne ein so vollkommenes Material, wie das von mir untersuchte, würde die exacte Beweisführung natürlich nicht leicht möglich gewesen sein.

In seiner überaus lehrreichen und wichtigen Darstellung der Theorie der Zwillingskrystalle*) theilt G. Tschermak die eigentlichen (hemitropen) Zwillingskrystalle in drei Hauptgruppen:

I. Zwillingsebene eine mögliche Krystallfläche; Zwillingsaxe (Drehungsaxe) senkrecht zu einer möglichen Krystallfläche.

IIa. Zwillingsebene senkrecht zu einer möglichen Kante; Zwillingsaxe parallel einer möglichen Kante (Zone).

IIb. Zwillingsebene senkrecht zu einer möglichen Krystallfläche und zugleich parallel einer in dieser liegenden Kante; die Zwillingsaxe liegt in einer möglichen Fläche, normal zu einer möglichen Kante (Zone).

Es ist offenbar, dass das vorliegende dritte Zwillingsgesetz des Hydrargillit in keine dieser drei Hauptgruppen hemitroper Krystalle sich einreihen

*) Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. Wien, 1860, 2, 499—522; s. auch: Lehrb. d. Min. 4. Aufl. S. 79. Jetzt ist auch allgemein in den neueren Lehrbüchern die Tschermak'sche Auffassung angenommen.

lässt. Denn die Zwillingsaxe ist weder senkrecht zu einer möglichen Krystallfläche, noch senkrecht zu oder parallel einer möglichen Krystallkante. Eine kurze Definition der generellen Charakteristik des vorliegenden Zwillingsgesetzes würde nämlich — dasselbe hemitrop aufgefasst — lauten:

Zwillingssebene senkrecht zu einer möglichen Krystallfläche, die Zwillingsaxe in dieser gelegen, doch weder senkrecht noch parallel einer möglichen Kante (Zone). Zwei Zonenaxen des einen Individuums parallel mit zwei (ungleichwerthigen) Zonenaxen des zweiten.

Die nähere Betrachtung lehrt aber, dass eine solche Definition des fünften Zwillingsgesetzes des Hydrargillit auf dieselbe Weise, wie die Tschermak'schen Definitionen der drei hemitropen Gruppen von Zwillingen, kaum eine entsprechende reelle Unterlage besitzt. Während bei diesen die durch die genannten generellen Definitionen ausgedrückten Anordnungsweisen der Einzelindividuen wahrscheinlich durch eine umgekehrte (hemitrope) Lage der Moleküle der beiden Einzelindividuen des Zwillings zu erklären sind, dürfte es im vorliegenden Falle unnötig und unnatürlich sein, die angenommene Zwillingsaxe als eine reelle Drehungsaxe der Moleküle des Zwillings sich vorzustellen; vielmehr sind die angenommene Zwillingssebene und Zwillingsaxe in vorliegendem Falle ausschliesslich Vorstellungshilfsmittel, welche nur deshalb benutzt wurden, um die Aehnlichkeit der Erscheinung mit den wirklichen Hemitropien darzulegen, und namentlich dazu dienen sollten, der naheliegenden Verwechselung mit einem wirklichen hemitropen Zwillingsgesetze (Zwillingsaxe in der Basis senkrecht auf die Kante $OP:\infty P$) vorzubeugen.

Wenn aber die genannte Verwachsung auch nicht als eine Hemitropie aufzufassen ist, muss sie trotzdem offenbar ebenso zwingend, wie die Hemitropien, als eine regelmässige, gesetzmässige Verwachsung, welche mit demselben Recht wie jene als eine Zwillingsverwachsung bezeichnet werden muss, angesehen werden. Die grosse Anzahl der beobachteten Beispiele — fast jedes Blättchen des norwegischen Hydrargillit zeigt bei der optischen Untersuchung diese Verwachsung — und die vollkommen regelmässige Ausbildung derselben beweisen, dass sie nicht als zufällig aufgefasst werden kann; wenn wir demnach das Wesentliche der Zwillingskrystalle nicht in der Hemitropie, sondern in der Gesetzmässigkeit der Orientirung zweier Individuen derselben Substanz im Allgemeinen sehen, müssen wir jedenfalls auch die vorliegende Verwachsung als eine Zwillingsverwachsung betrachten.

Unter den Fällen regelmässiger Orientirung zweier Krystallindividuen (Moleküle) führt nun Tschermak (l. c. S. 544) ausser den drei oben erwähnten hemitropen Gruppen (welche dadurch defnirt wurden, dass eine oder zwei »Orientirungsaxen« in der Zwillingslage den entsprechenden

Axen in der Normallage parallel wären) auch noch eine Hauptgruppe an, bei welcher keine der drei angenommenen Orientierungsachsen sich parallel stellen sollte. Er charakterisirt diese Gruppe in folgenden Worten:

»Im Falle III, welcher annimmt, dass zwei Molekel sich nur so weit orientiren, dass ihre Maximalebene parallel werden, ohne dass es bis zur Parallelstellung einer Axe kommt, werden beide Molekel bezüglich aller drei Axen unregelmässig gelagert sein. Der Fall wird selten eintreten, weil ja schon die unvollkommene Orientirung, welche in der zweiten und dritten Zwillingsregel enthalten ist, weniger Wahrscheinlichkeit des Eintretens für sich hat, als jene in der ersten Zwillingsregel enthaltene. Aber die Möglichkeit ist nicht ausgeschlossen. Zwei Molekel, welche in der zuvor angedeuteten Stellung sich verbinden und hierauf andere Molekel in der zu ihnen parallelen Stellung fixiren, werden Anlass zu einer Verwachsung zweier Krystallindividuen geben, welche eine Fläche derselben Art gemeinschaftlich oder parallel haben, sonst aber keine weitere Orientirung erkennen lassen.«

»Derlei Verwachsungen kommen bekanntlich öfter vor und haben wohl schon manches unwahrscheinlich klingende »Zwillingsgesetz« verschuldet.« Soweit Tschermak.

Die vorliegende, ganz gesetzmässige, keineswegs seltene, sondern ganz allgemeine Verwachsung zeigt, dass aus dieser dritten Gruppe Tschermak's ein Theil derselben, welcher eine Erweiterung der von Tschermak gegebenen Definition erfordert, bequem als eine besondere Gruppe abgetrennt werden kann; es ist nämlich offenbar, dass im vorliegenden Falle die grössere Regelmässigkeit der gesetzmässigen Anordnung nur zur Hälfte dadurch erreicht wird, dass die beiden Einzelindividuen eine Fläche (ihre »Maximalebene«), im vorliegenden Falle die Basis, gemeinsam haben, und dass eine grössere Regelmässigkeit der Orientirung erst durch das Zusammenfallen zweier Zonenachsen des einen mit zwei damit ungleichwerthigen Zonenachsen des anderen Einzelindividuums auffällig wird. Das Wesentliche der regelmässigen Orientirung der beiden Individuen (Molekel) dürfte vielleicht auf folgende Weise schematisch veranschaulicht werden können, wobei wir eine Voraussetzung über den Molekularbau des Hydrargillit machen, welche zwar nicht bewiesen, jedoch nicht unwahrscheinlich ist.

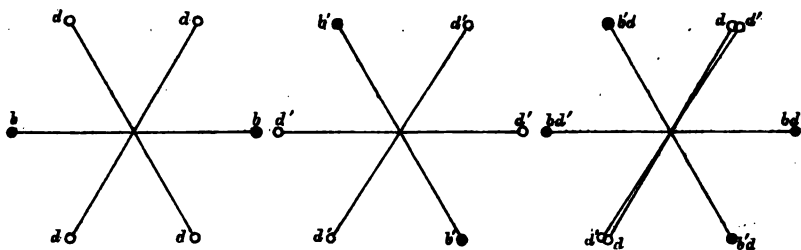
Stellen wir uns (Fig. 4, S. 38) $b d d b d d$ und $b' d' d' b' d' d'$ als Eckpunkte der Basisebenen zweier Moleküle unseres Minerals vor, so können wir uns denken, dass dieselben einander derartig anziehen können, dass

1) entweder die gleichnamigen Eckpunkte einander anziehen; dies würde beim Aneinanderlagern der Moleküle einen Einzelkrystall (oder einen hemitropen Zwilling nach der Basis) geben; oder

2) ungleichnamige Eckpunkte $b d'$ und $b' d$ können einander anziehen;

ohne Hemitropie giebt dies das uns vorliegende Zwillingsgesetz, welches somit auf diese Weise ebenso ungezwungen wie die Bildung eines Einzelkrystalls erklärt wird, indem wir nur das eine Molekül in seiner eigenen Basisebene nach der Seite gedreht zu denken haben. Die äusserst nahe Beziehung des Krystallbaues des Hydrargillit zum hexagonalen Systeme erklärt wahrscheinlich die grosse Neigung zu dieser Orientirung, welche wenigstens ebenso häufig, wie die zur Bildung von Einzelkrystallen oder von Zwillingen nach der Basis führenden Orientirungen ist.

Fig. 4.



Es ist nach dem Obenstehenden nicht nöthig, näher nachzuweisen, dass eine Erklärung dieser Zwillingsverwachsungen durch Hemitropie im Vergleich mit der jetzt angenommenen einfachen Erklärung auf ganz unwahrscheinliche Voraussetzungen führt.

Es scheint mir demnach berechtigt, Tschermak's bahnbrechende Aufstellung der regelmässigen Orientirungen zweier (oder mehrerer) Krystallindividuen (Moleküle) auf folgende Weise zu modificiren.

A. Orientirung vollständig bestimmt.

- | | |
|---|--|
| I. Einzelkrystalle. Parallelverwachsungen. | } Vollständige Parallelorientirung. |
| II. Hemitrope Zwillinge *). | |
| III. Ergänzungszwillinge. | } Parallelorientirung unvollständig oder fehlend. Die beiden Individuen besitzen bei jedem speciellen Orientirungsgesetz eine ganz be- |
| IV. Nicht hemitrope Zwillinge mit einer gemeinsamen Hauptebene, und (wenigstens) einer oder mehreren Zonenachsen des einen Individuums mit einer entsprechenden Anzahl damit ungleichwerthiger Zonenachsen des anderen parallel. Der leichten Verwechselung dieser Zwillinge mit wirklich | |

*) Diese sind dann wieder nach den von Tschermak angegebenen Principien in drei Unterabtheilungen zu theilen.

hemitropen Zwillingen wegen, könnten dieselben vielleicht als pseudohemitrope Zwillinge bezeichnet werden. } stimmte Orientirung: Zwillinge.

Zu diesen drei Gruppen von gesetzmässigen Orientirungen, welche sämmtlich eine solche Regelmässigkeit aufweisen, dass sie alle mit demselben Recht als Zwillinge bezeichnet werden können, gesellen sich nun die weit weniger regelmässigen, gleichsam mehr zufälligen Orientirungen, welche Tschermak als III und β abgetrennt hat. Die geringere Regelmässigkeit zeigt sich offenbar im Folgenden bestehend: Bei den oben als »Zwillinge« unterschiedenen regelmässigen Orientierungsweisen zweier Individuen derselben Substanz ist die Orientirung des einen Individuums in Bezug auf das andere bei jedem speciellen Gesetz (Zwillingsgesetz) eine ganz bestimmte; für die Fälle III und β Tschermak's ist dies nicht der Fall, sondern jedes specielle Orientierungsgesetz erlaubt noch eine unendlich grosse Anzahl verschiedener Orientirungen der beiden Einzelindividuen in Bezug aufeinander.

Ich habe deshalb oben die Einzelkrystalle, wie die von mir nach der hier dargestellten Auffassung als Zwillinge zusammengefassten regelmässigen Orientirungen in einer Hauptabtheilung, welche durch vollständig bestimmte Orientirung charakterisirt ist, zusammengefasst; eine zweite Hauptabtheilung wird dann:

B. Orientirung unvollständig bestimmt.

V. Nur eine (gleichwerthige) Ebene bei beiden Individuen parallel.

VI. Nur eine (gleichwerthige) Zonenaxe bei beiden Individuen parallel.

Nach der jetzt auseinandergesetzten Auffassung wäre also das fünfte Zwillingsgesetz des Hydrargillit so zu charakterisiren:

Die beiden Einzelindividuen haben eine Fläche $\{001\}0P$ gemeinsam oder parallel, sowie je zwei parallele ungleichwerthige Zonenaxen: $[(001):(\bar{1}00)]$ und $[(001):(\bar{1}10)]$.

Es ist einleuchtend, dass es bei ähnlich dem Hydrargillit gebauten, pseudohexagonalen, monosymmetrischen Krystallen, bei welchen die Zonenaxen der Hauptzonen von Basis nach (100) , (110) und $(\bar{1}10)$ Winkel von ausserst nahe 60° bilden, sehr schwierig sein würde, das hier besprochene, nicht hemitrope Zwillingsgesetz von dem hemitropen Zwillingsgesetz: Zwillingsebene senkrecht zu $\{001\}0P$, parallel einer Zonenaxe $0P: \infty P$ $[(001):(\bar{1}10)]$, zu unterscheiden. Wenn nun ferner auch die als $\{110\} \infty P$ angenommenen Flächen fast genau senkrecht auf der Tafelebene $0P$ wären, würde unser Gesetz kaum von dem hemitropen Zwillingsgesetz: Zwillingsebene $\{110\} \infty P$ zu unterscheiden sein. Derartige Verhältnisse finden sich

nun wie bekannt z. B. bei den Mineralien der Glimmergruppe, nach der von der Mehrzahl der Autoren jetzt für die meisten Glieder dieser Gruppe angenommenen Stellung. So definiert Tschermak *) für den Meroxen, bei welchem $(110):(1\bar{1}0) = 60^{\circ}4'48''$, $(001):(100) = 90^{\circ}0'40''$, das Zwillingsgesetz: Zwillingsebene ∞P ; später **) nimmt er als gemeinsames Gesetz für die Mineralien der Glimmergruppe das Zwillingsgesetz an, dass »eine gegen c senkrechte Fläche, welche in der Prismenzone $[001:110]$ gelegen ist, als Zwillingsebene fungiert«. Da die ebenen Winkel in der Basis, welche die Kanten gegen die Prismenzone und die Symmetrieebene einschliessen, äusserst nahe 60° sind, würden auch durch ein pseudohemitropes Gesetz, analog dem bei dem Hydrargillit nachgewiesenen, sehr nahe dieselben Verhältnisse, wie durch das jetzt für die Glimmergruppe allgemein angenommene hemitrope Zwillingsgesetz resultiren; die Winkelunterschiede, wie die Abweichung von der Tautozonalität in den drei Hauptzonen zwischen $OP:\infty P$ und $OP:\infty P\infty$ würden zu klein sein, um nachgewiesen werden zu können; im ersteren Falle würden zwei, nach dem jetzt allgemein angenommenen Gesetz nur eine Zonenaxe dieser drei Zonen den beiden Einzelindividuen gemeinsam sein; factisch scheinen alle drei Zonenachsen gemeinsam. Eine sichere Entscheidung dieser Frage ist deshalb vielleicht unmöglich zu gewinnen.

Doch scheinen mir mehrere Beobachtungen anzudeuten, dass auch das bei der Glimmergruppe herrschende gewöhnliche Zwillingsgesetz nicht ein hemitropes Gesetz ist.

So führt Tschermak (diese Zeitschr. l. c. S. 24) an, dass die beiden Individuen eines Zwillings von Meroxen sich »übereinanderschieben, so dass sie sich in einer Ebene berühren, welche fast genau parallel zu c ist«; dieser Umstand, dass die Berührungsebene nicht genau, sondern nur »fast genau« parallel zu c ist, würde sich auch erklären, wenn dieselbe eine analoge Bildung wie die Berührungsebene der beiden Zwillingshälften beim Hydrargillit hätte; der grossen Annäherung der ebenen Basiswinkel an 60° wegen würde diese Berührungsebene beim Glimmer nämlich sehr nahe parallel der Basis werden.

Für den Muscovit führt Tschermak (l. c. S. 40) an: »Bei den Zwillingen erhält man häufig Zahlen, die keine Uebereinstimmung für gleichliegende Flächen zeigen, so dass ich anfänglich ein triklinen System annehmen zu sollen glaubte. Die Erscheinung hat folgenden Grund: die Seitenflächen sind immer fein gestreift und geben je nach der Incidenz verschiedene Reflexe. Man erhält immer wenigstens zwei Fadenkreuze, die oft von nahezu gleicher Schärfe sind. Sie rühren von Flächenelementen

*) Diese Zeitschr. 2, 24.

**) Lehrb. d. Min. 4. Aufl. S. 503.

her, welche eine nur wenig verschiedene Lage haben und die in den Streifen mit einander abwechseln. Diese Flächenelemente zeigen die Erscheinungen vicinaler Flächen etc. ... Diese Erscheinung tritt vorzugsweise an der Fläche \underline{M} auf, die beim Meroxen die Indices $\{221\}$ erhielt, aber auch an $\underline{b} = \{040\}$ ist sie häufig. — Auch diese Erscheinung könnte vielleicht auf Zwillingsbildung deuten nach einem nicht hemitropen Gesetz, nach welchem $c\bar{M}$ und $\underline{c}b$, $\underline{c}b$ und $\underline{c}\bar{M}$ gemeinsame, die restirenden Zonen $c\bar{M}$ und $\underline{c}\bar{M}$ dagegen nicht gemeinsame Zonenachsen besitzen würden, weshalb hier an den fast, aber nicht genau, zusammenfallenden Flächen $\underline{M}\bar{M}$ von diesen beiden Flächen getrennte, nicht in einer Zone mit c , \underline{c} gelegene Reflexe resultiren würden.

Da ich selbst von den Mineralien der Glimmergruppe für die Entscheidung dieser Frage nicht genügendes Material besitze, wage ich natürlich nicht zu bestreiten, dass hier wirklich das jetzt allgemein angenommene Gesetz vorherrscht, wollte aber doch auf die Analogie mit dem Hydrargillit aufmerksam machen. Um indessen das Mögliche zu thun für die Entscheidung dieser Frage, erhielt ich durch die Freundlichkeit des Herrn G. Seligmann in Coblenz aus seiner reichhaltigen Sammlung zwei ausgezeichnete (früher von G. vom Rath und G. Tschermak gemessene) Glimmerzwillinge vom Vesuv zur Untersuchung anvertraut; wie aber zu erwarten, waren die Messungen nicht hinreichend genau, um die Frage zu entscheiden. Die Differenzen bei den verschiedenen möglichen Deutungen würden, wie die Rechnung lehrt, auch so gering sein, dass die Entscheidung nur bei ideal vollkommenen Krystallen möglich sein könnte. Da jedenfalls bei dem Hydrargillit dasjenige hemitrope Zwillingsgesetz, welches den thatsächlichen Verhältnissen entsprechen müsste, sehr unwahrscheinlich ist, dürfte es nahe liegen, auch für die Glimmergruppe und andere analoge Mineralgruppen die für den Hydrargillit durch günstige Verhältnisse genau geprüfte einfachere Erklärung zu erwägen. Schon der Umstand, dass die Basis oder eine der Basis naheliegende Ebene als Verwachsungsebene dient, scheint mir bei den Glimmermineralien überhaupt auf eine derartige Deutung hinzuweisen.

Noch einige Beobachtungen über die Verwachsungen der Hydrargillit-zwillinge können hier hinzugefügt werden.

Betrachten wir näher die schematische Drillingsverwachsung Taf. I Fig. 9, welche z. B. dem Fig. 48 dargestellten Krystall entspricht, so sehen wir unmittelbar, dass die Individuen I und III beide eine und nur eine gemeinsame Zonenaxe $OP: \infty P$ besitzen; denken wir uns nun an III (ebenso wie IV an II) ein Individuum in Zwillingsstellung nach der Basis angewachsen, so würde dasselbe gleichzeitig zu I in Zwillingsstellung nach dem Gesetz:

Zwillingssebene normal zu OP , in der Zone $OP: \infty P$

orientirt sein. Derartige Verwachsungen finden sich nun auch, obwohl ich kein vollkommenes, zum Messen und Zeichnen geeignetes Exemplar gefunden habe.

Betrachten wir ferner die schematische Drillingsverwachsung Fig. 8, welche z. B. den in Fig. 46 und 47 dargestellten Krystallen entspricht, so sehen wir, dass die Individuen II und III nach einer mit der Symmetrieebene von I parallelen Fläche symmetrisch zu einander orientirt sind: berechnen wir näher die Lage dieser Fläche auf das Axenverhältniss der Individuen II und III, so finden wir, dass dieselbe zwar keiner möglichen einfachen Krystallfläche entspricht, jedoch recht nahe einer Fläche kommt, welche in der Zone $OP : \infty P3 (001) : (310)$ senkrecht auf OP gelegen, das Zeichen $\{402.34.9\} \frac{3}{4}P3$ erhalten würde.

Auch an dem Fig. 48 gezeichneten Vierling sind die Individuen III und IV symmetrisch zu einander in Bezug auf eine nabeliegende Ebene.

Diese beiden sich der Fläche $\frac{3}{4}P3$ annähernden Ebenen fallen jedoch nicht zusammen; im ersten Falle, bei der Drillingsverwachsung, welche schematisch in Fig. 8 und in Beispielen (in Fig. 43, 46 und 47) dargestellt ist, sind nämlich die Coefficienten m und n der Fläche, nach welcher II und III symmetrisch sind, $= 44,349$ resp. $2,9489$; im zweiten Falle sind die Coefficienten m und $n = 44,349$ resp. $2,9808$. Im ersten Falle sind nämlich zwei Flächen $(\bar{1}\bar{1}0)^{II}$ und $(\bar{1}\bar{1}0)^{III}$ parallel, im zweiten Falle sind die entsprechenden Flächen nicht parallel, sondern ihre Tracen auf (001) bilden mit einander einen Winkel von $1^\circ 2' 40''$. Die Coefficienten der Fläche $\frac{3}{4}P3$ wären natürlich $= 44,333$ resp. $3,0$.

Da diese Orientirungen nach Flächen 1) senkrecht auf OP in der Zone $OP : \infty P$, und 2a) und b) senkrecht auf OP annäherungsweise in der Zone $OP : \infty P3$ nur als secundäre Folgen der herrschenden (fünften und vierten) Zwillingsgesetze ausgebildet sind, sollen sie hier nicht näher besprochen werden.

Die zahlreichen Zwillingsgesetze des Hydrargillit, die merkwürdigen Verwachsungen nach denselben, welche auch in genereller Beziehung bedeutungsvoll sich erwiesen, machen ihn zu einem der interessantesten Mineralien für das Studium der Zwillingsbildungen, welche überhaupt bekannt sind.

Die Spaltbarkeit des Hydrargillit nach der Basis ist ebenso vollkommen, wie bei den Mineralien der Glimmergruppe.

Die Schlagfiguren des Hydrargillit wurden von O. Mügge*) erwähnt; da er aber nur mit Spaltungsblättchen, welche nicht genauer orientirt werden konnten, und nicht mit wohlbegrenzten Krystallen operiren konnte, schien es mir wünschenswerth, auch den norwegischen, gut krystal-

*) Neues Jahrb. f. Min. etc. 1854. 1, 56. Ref. in dieser Zeitschr. 10, 296.

lisirten Hydrargillit in dieser Beziehung zu untersuchen, weshalb eine fast einfache, ungefähr $\frac{1}{4}$ mm dicke, 2—3 mm breite Tafel, welche von (400), (40 $\bar{1}$), (110), (1 $\bar{1}$ 0) begrenzt war, für diesen Zweck aufgeopfert wurde; die Resultate waren im Ganzen mit Mügge's übereinstimmend.

Eine kurze, dicke, fein zugespitzte Nähnadel wurde mit einem raschen Schlag eines Hämmerchens durch die Platte eingetrieben. Der erste Versuch gab nur einen einzigen, scharf markirten, geraden Sprung parallel der Symmetrieebene; diese Trennungsfläche scheint also besonders leicht hervorzutreten. Bei einem zweiten Versuch bildeten sich ausserdem Trennungsflächen nach Ebenen der Zonen (004):(310) und (004):(3 $\bar{1}$ 0); dieselben waren sehr scharf und deutlich markirt, erschienen jedoch im Bruche faserig, so dass ihre genaue Lage nicht ermittelt werden konnte. Ihre Tracen auf der Basis gaben mit der Trace der Trennungsfläche nach der Symmetrieebene Winkel von 119° und $119\frac{1}{2}^{\circ}$ (sollte sein: $119^{\circ}40'$); sie stehen deshalb nicht genau senkrecht auf den Tracen der Prismenflächen von ∞P , sondern bilden mit denselben Winkel, welche um $0^{\circ}41'$ von 90° abweichen (s. Fig. 44).

Ähnlich orientirte natürliche Schlagfiguren sind am Hydrargillit häufig.

Durch langsames Eindrücken einer etwas stumpf gefeilten Nadel bildeten sich theils die nämlichen Trennungsflächen, theils auch scharfe Trennungsflächen parallel der Zone (004):(100), wahrscheinlich nach (400), dem Orthopinakoid, selbst; auch beim Biegen und Brechen dünner Hydrargillitblättchen bilden sich ausser den zuerst erwähnten diese letzteren Trennungsflächen ziemlich häufig. An natürlichen Blättchen sind sie auch ganz allgemein, wogegen sie bei meinen Versuchen nicht bei der Darstellung der Schlagfigur sich bildeten. Zwei andere Strahlen, welche den Tracen der Prismenflächen von ∞P parallel wären, konnte ich nicht beobachten.

Es scheint mir nach dem Obenstehenden wahrscheinlich, dass die drei zuerst erwähnten Strahlen (Sprungsysteme) der Schlagfigur der Glimmer entsprechen, und dass die Trennungsfläche nach der Symmetrieebene deutlich vorwaltet; die Trennungsebene in der Zone des Orthopinakoids zur Basis scheint mir dagegen allein der Druckfigur der Glimmer zu entsprechen, in welcher Beziehung ich also von der Auffassung Mügge's abweichen möchte.

Die optischen Verhältnisse des Hydrargillit wurden etwas ausführlicher nur von Des Cloizeaux untersucht; beiläufige Bemerkungen machten auch N. v. Kokscharow und O. Mügge.

v. Kokscharow hatte, wie erwähnt, den Hydrargillit für einaxig angenommen, und erwähnt, dass man durch die Basis ein einaxiges Interferenzbild im convergenten Lichte sieht. Nach Des Cloizeaux's Untersuchung ist aber der Hydrargillit optisch zweiaxig. Die optische Axenebene wäre theils

senkrecht zur Symmetrieebene, theils parallel derselben, wobei die spitze positive Bisectrix jedoch immer in der Symmetrieebene liege. Nach seinen Beobachtungen sollte dies Verhältniss von der Bildungstemperatur abhängig sein, indem mit steigender Temperatur der Axenwinkel in der Symmetrieebene zunimmt, bei darauf senkrechter Orientirung abnimmt, und bei hinreichender Temperaturzunahme die zur Symmetrieebene senkrechte Orientirung der Axenebene in die parallele übergeht. Die Axenwinkel wären demnach wenig constant, jedoch immer sehr klein: für den Hydrargillit von Villa Rica in Brasilien giebt Des Cloizeaux ausdrücklich an, dass die optischen Axen »presque entiereement reunis« seien, und fügt hinzu, dass derselbe »optiquement identique avec les cristaux de l'Oural« seien, weshalb auch für diesen der Axenwinkel in der Regel sehr klein sein muss.

Bei dem norwegischen Hydrargillit konnte ich in der That keine Trennung der beiden optischen Axen beobachten: in zahlreichen untersuchten Platten fand ich nie eine Spur einer Trennung: der Axenwinkel ist demnach so nahe 0° , dass es unmöglich war, die Lage der Axenebene zu fixiren s. Fig. 44. Des Cloizeaux giebt eine deutliche Dispersion (horizontale oder geneigte) an: ich konnte in der Regel keine deutliche Dispersion beobachten: nur in einem Falle erschien mir eine einigermassen deutliche geneigte Dispersion, $\rho > \tau$, wie Des Cloizeaux angiebt. Der Hydrargillit von Arö verhält sich demnach insofern fast wie ein einaxiges Mineral, als die senkrecht auf die spitze Bisectrix schwingenden Strahlen ringsherum fast genau dieselbe Fortpflanzungsgeschwindigkeit besitzen müssen: das Interferenzbild ist demnach auch absolut nicht von einem einaxigen zu unterscheiden. Wurde eine Hydrargillitplatte mit senkrechter Symmetrieebene unter dem Mikroskope unter einem Winkel von ungefähr $44^\circ 47\frac{1}{2}'$ zwischen der Basis und der Horizontalebene des Tisches aufgestellt, so erschien die Platte absolut isotrop, dunkel bei ganzer Umdrehung. Es ist demnach offenbar, dass die Elasticitätsfläche äusserst nahe einem Rotationsellipsoide sein muss, und die Brechungsexponenten der beiden zur spitzen Bisectrix senkrechten Hauptschwingungsrichtungen somit fast genau gleich sein müssen. Wir können demnach praktisch genommen den norwegischen Hydrargillit in optischer Beziehung als ein einaxiges Mineral betrachten und die spitze Bisectrix als eine optische Axe auffassen.

Der Winkel der scheinbaren Axe in Luft zur Normalen der Basis wurde bei zwei verschiedenen Platten zu

$$44^\circ 43' \quad \text{und} \quad 44^\circ 22'.$$

gemessen. In zwei Dünnschliffen, welche genau parallel der Symmetrieebene geschliffen waren, wurde der wahre Winkel der Axe zur Basisnormale durch Ablesung des Auslöschungswinkels zu

Des Cloizeaux gab ca. $44^\circ 26'$ an, was sehr nahe stimmt.

25° 20' und 25° 36'

gemessen. Die Mittel obenstehender Messungen 41° 47½' und 25° 28' geben uns hinreichende Grundlage für die Berechnung des Brechungsexponenten ω ($= \alpha = \beta$) der senkrecht zur optischen Axe schwingenden Strahlen; wir haben nämlich

$$\frac{\sin 41^\circ 47\frac{1}{2}'}{\sin 25^\circ 28'} = \omega = 1,53474.$$

Nach dem Gladstone'schen Gesetz wäre aber der Durchschnittsbrechungsexponent des Hydrargillit

$$n = 2,4195 \cdot 0,2305 + 1 = 1,55769.$$

Der Brechungsexponent ε ($= \gamma$) wäre dann

$$3n - (\alpha + \beta) = 1,60365,$$

indem ja α ungefähr $= \beta = \omega$ ist. Die Stärke der Doppelbrechung ist demnach, wie die Differenz

$$\gamma - \alpha = 0,06894$$

zeigt, recht bedeutend. Die obenstehenden Bestimmungen können natürlich der indirecten Methode wegen nicht exact sein, sondern scheinen für $\gamma - \alpha$ eine zu hohe Zahl zu geben; der Hydrargillit erweist sich aber auch unter dem Mikroskope als ein ziemlich stark doppeltbrechendes Mineral, selbst recht dünne Lamellen zeigen in convergentem Lichte noch ein Axenbild mit Ringen, und die dünnen Platten parallel der Symmetrieebene zeigen das Weiss höherer Ordnung.

Die spitze Bisectrix tritt in dem spitzen Winkel β aus und bildet mit der Verticalaxe einen Winkel von ziemlich genau 24°.

Platten aufgewachsener Krystalle mit wohl erhaltenen Kanten von (100) zeigten, dass die Auslöschung genau parallel und senkrecht zu dieser Kante stattfindet, wie die monosymmetrische Symmetrie es fordert.

Zwillinge nach (001), welche mit der Basis zusammengewachsen sind, zeigen in Platten nach (001), in welchen beide Individuen ungefähr in gleicher Dicke übereinanderliegen, ein doppeltes einaxiges Interferenzbild in convergentem Lichte; in parallelem Lichte löschen sie natürlich das Licht wie Einzelindividuen aus, parallel und senkrecht zur Basiskante von (100).

Zwillinge nach dem fünften Gesetze, welche wie gewöhnlich mit einer zu $\frac{1}{2}P3$ angenäherten Fläche als Berührungsebene verwachsen sind, zeigen in Platten nach (001) in den Theilen, wo die beiden Individuen übereinander liegen, in convergentem Lichte ein eigenthümliches, ganz charakteristisches Interferenzbild, welches etwas an dasjenige der bekannten Brezina'schen Platte erinnert, obwohl immer nur die eine Hälfte des Bildes innerhalb des Gesichtsfeldes erscheint. Fig. 44 Taf. I sucht über das Aussehen dieser Interferenzfigur eine Vorstellung zu geben, und zeigt ihre Orientirung

zu den Nischungssemiten und den Schwingungsrichtungen der Einzelindividuen des Zwillinge. Der bewegliche schwarze Balken am rechten Ende des Gesichtsfeldes lag eine Lage parallel einem der Nischungssemiten, wenn diese entweder einander parallel, oder senkrecht zur Trace der Berührungsfäche beider Individuen auf der Basis (also ungefähr parallel oder senkrecht zur Linie $0101 : 1101$), sind; sofort, wenn die Platte aus dieser Stellung weggedreht wird, dreht sich der Balken und läuft bald mit zwei schwarzen Punkten links zusammen. Die erwähnte Lage des Balkens ist genau symmetrisch zu den Auslöschungseinstellungen der beiden Einzelindividuen.

In parallelem Lichte beobachtet die Platte natürlich in dem Theile, welche aus übereinander liegenden Individuen in Zwillingseinstellung nach dem Flächen Gesetze bestehen. In keiner Stellung aus, die Compensieren beider Platten geben zusammen elliptisch polarisiertes Licht, so dass die Platte bei einer ganzen Umdrehung hell bleibt: parallel der Trace der Zwillingsebene erscheint die Platte mit feinen Bindern gestreift, welche Farben die gewöhnliche Auseinanderlage der *Strat* schon Streifen zeigen.

Die nun beschriebenen Interferenzerscheinungen im convergenten wie im parallelen Lichte weisen für die Deutung der in sehr complicirter Weise verwachsenen Zwillinge ausgezeichnete Dienste. Auch zeigte es sich erst durch die optische Untersuchung, wie ausserordentlich complicirt der Zwillingbau des Hydrargillins ausgebildet sein kann, indem die Grenzen der einzelnen Individuen oft ganz unregelmässig verlaufen, sowie Ketten und Blüthen auf allerlei Weise nach mehreren verschiedenen Zwillingsgesetzen durcheinander gewachsen sind. Bisweilen sieht man auch eine sehr regelmässig geradlinige Zwillingstreifung, welche an diejenige der Plagioklase erinnert.

In Hydrargillitblüthen, welche nicht frei ausgebildet waren, sondern an Spaltenausfüllung kleiner Spalten in der Natrolithmasse auftraten, wurde eine charakteristische Zwillingstreifung beobachtet. Der Auslöschungswinkel zweier Lamellen zeigte sich ungefähr gleich 30° , liess sich aber nicht genau bestimmen, der halbe Auslöschungswinkel wurde zu ca. 15° bis 16° bestimmt; diese Zahlen wurden ziemlich nahe einem Prisma $(610) : 001$ oder einer Fläche der Zone $610 : 404$ entsprechen; da die Blüthen zu klein waren, um eine genauere Untersuchung zu erlauben, musste diese Frage unentschieden gelassen werden.

Andere Blüthen dieses nicht frei ausgebildeten Hydrargillins zeigten Verhältnisse, welche entweder auf noch andere Zwillingsgesetze deuten würden, oder vielleicht eher durch sekundäre optische Anomalien zu erklären sein dürften, die zum Theil selbst eine scheinbare Asymmetrie andeuten scheinen: es fehlte nur aber an genügendem Material, um diese näher zu verfolgen.

Die untersuchten aufgewachsenen Hydrargillite zeigten sehr ausgezeichnet, wie hervortretend die basische Ebene als Verwachsungsfläche bei den verschiedenen Zwillingsgesetzen dient; da die dünnen, in verschiedenen Stellungen orientirten Blättchen oft in grosser Anzahl aufeinander liegen, können daraus sehr mannigfaltige Interferenzbilder in convergentem Lichte resultiren. Einige Krystalle liefern Interferenzbilder, welche eine gewisse Aehnlichkeit zeigen mit denjenigen von Platten zweiaxiger Substanzen senkrecht zu einer Bisectrix, und mit Axenwinkeln von mittlerer Grösse; dass dies wirklich die zutreffende Erklärung ist, wurde dadurch bewiesen, dass eine derartige zweiaxige Partie in dünne Blättchen gespalten wurde, welche, wenn sie hinreichend dünn waren, sämmtlich die gewöhnlichen optischen Eigenschaften des Hydrargillit zeigten *).

Schon Mügge erwähnte, dass merklich einaxige Stellen in den Hydrargillitplatten anzutreffen sind; ob er damit solche Stellen gemeint hat, welche in Schnitten parallel zur Basis sich optisch einaxig verhalten, oder ob er nur damit angeben wollte, dass einige Stellen seiner Platten ein scheinbar einaxiges Axenbild gaben, was bei dem (nicht verzwillingten) norwegischen Hydrargillit regelmässig der Fall ist, ist nicht aus seinen Worten zu ersehen. Indessen habe auch ich Stellen in basischen Blättchen beobachtet, welche eine optische Axe senkrecht zur Basis zeigten und bei ganzer Umdrehung sich ungefähr isotrop erwiesen; wie diese Stellen zu erklären sind, habe ich nicht entscheiden können.

Die Farbe unserer Krystalle ist weiss; die besten Krystalle sind wasserhell durchsichtig. Auf Krystallflächen starker Glasglanz, auf der Basis jedoch häufig ein Perlmutter-ähnlicher Glanz.

Verwandschaftsbeziehungen.

Wie S. 47 erwähnt wurde, hat P. Groth auf die nahe Verwandtschaft zwischen der asymmetrischen Borsäure und dem Hydrargillit in chemischer Beziehung aufmerksam gemacht; die krystallographischen Beziehungen beider sind, obwohl auffällig, jedoch weniger nahe. Der Hydrargillit ist nämlich entschieden monosymmetrisch; als Beweis hierfür genügen folgende Beobachtungen:

1) Die Krystallmessungen führen auf eine monosymmetrische Symmetrie, z. B.:

$$(004):(010) = 90^{\circ} 0'$$

$$(110):(010) = 30^{\circ} 24\frac{1}{2}'$$

$$(110):(010) = 30^{\circ} 25'$$

*) Es reducirt sich wahrscheinlich auf eine derartige Erklärung auch die von O. Mügge (l. c.) gemachte Beobachtung, dass »bei den von mir untersuchten (verzwillingten?) Blättchen die Axenebene auch zwischen beiden Richtungen (senkrecht oder parallel zu $\infty\text{--}\infty$) liegt«.

$$(001):(110) = 87^{\circ}43'$$

$$(001):(\bar{1}10) = 92^{\circ}18'$$

2) Bei Zwillingen nach der Basis haben die Zonen $[(001):(100)]$, $[(001):(110)]$ und $[(001):(\bar{1}10)]$ bei den beiden Einzelindividuen genau parallele Zonenachsen. Ebenso haben bei Zwillingen nach dem fünften Gesetze zwei Zonen $[(001):(100)]$ und $[(001):(\bar{1}10)]$ des einen Individuums genau parallele Zonenachsen mit zwei Zonen $[(001):(\bar{1}10)]$ und $[(001):(100)]$ des anderen.

3) Die Auslöschung in Platten parallel zu OP ist genau parallel oder senkrecht zur Kante $[(001):(100)]$. Wenn deshalb eine Abweichung von einer monosymmetrischen Symmetrie wirklich vorhanden wäre, müsste dieselbe so gering sein, dass sie an den ausgezeichneten aufgewachsenen Kristallen des norwegischen Hydrargillit nicht nachweisbar ist.

Vergleichen wir die Axenverhältnisse und die wichtigsten Winkel des Hydrargillit und der Borsäure*).

	Hydrargillit:	Borsäure:
$a : b : c$	4,70890 : 4 : 4,94843	4,7329 : 4 : 4,8456**)
α	90° 0'	92° 30'
β	85 29 10"	104 25
γ	90 0	89 49
$(100):(001)$	85 29 40	75 36
$(110):(001) \}$	87 43	80 28
$(\bar{1}10):(001) \}$		84 52
$(110):(100) \}$	59 35 45	58 34
$(\bar{1}10):(100) \}$		59 34

Es ergibt sich daraus, dass in der Verticalzone nur relativ wenig Unterschied vorhanden ist; der Hauptunterschied liegt in der weit größeren Neigung der Basis gegen die Verticalzone nach vorn, und in geringerem Grade auch nach der rechten Seite hin.

Auch in optischer Beziehung zeigt theils die Orientirung der Axenebene, theils der auch ganz geringe Axenwinkel der Borsäure ($2E = 12^{\circ}$ bis 13° nach Des Cloizeaux) eine Annäherung an den Hydrargillit.

Beide Substanzen sind deshalb partiell homöomorph.

Das specifische Gewicht des Hydrargillit von Arö wurde an ganz reinen fehlerfreien Platten mittelst der Thoulet'schen Lösung durch die Westphal'sche Wage sehr genau gleich 2,420 und 2,4495 gefunden; die letztere Bestimmung dürfte die genaueste sein. Frühere Forscher haben Werthe zwischen 2,387 und 2,50 angegeben.

*) Nach Haushofer, diese Zeitschr. 1884, 9, 77.

**) Die von Haushofer angegebene Verticalaxe der Borsäure ist zum Vergleich mit dem Hydrargillit verdoppelt.

Das Vorkommen wurde schon oben erwähnt; wahrscheinlich dürfte der Hydrargillit in den recht häufigen mit derbem Natrolith erfüllten Spalten der Gänge des Langesundfjords nicht selten sein. Sein Vorkommen auf Spalten und Drusenhöhlen in dem derben Natrolith beweist, dass er zum Theil später als der Natrolith gebildet wurde und also einen der letzten Absätze der Spalten darstellen muss; zum Theil ist aber seine Bildung vielleicht auch gleichzeitig mit der Zeolithbildung vor sich gegangen, denn kleine Büschel von nadelförmigen Zeolithen scheinen zum Theil auf den Flächen der Krystalle zu sitzen, obwohl es sich an den winzigen Blättchen nicht sicher entscheiden liess, ob der Hydrargillit doch nicht auch hier der jüngere sei.

Das Auftreten einer so basischen Verbindung wie der Hydrargillit, wie das fast vollständige Fehlen des Quarzes auf den Gängen sind ganz charakteristische Verhältnisse, welche für das Verständniss der Paragenesis unserer Gänge von Bedeutung sind.

12. Diaspor, Hatty.

1859. Th. Scheerer, Pogg. Ann. 108, 431—435.

1863. Saeman u. Pisani, Ann. de chim. et de phys. 3. Sér. 67, 350.

1863. Th. Scheerer, Pogg. Ann. 119, 145 ff.

Der Diaspor kommt auf unseren Gängen nur selten als makroskopisch erkennbares Mineral vor; um so bemerkenswerther ist die Entdeckung Scheerer's, dass er als Einschluss in anderen Gangmineralien ziemlich verbreitet ist, was noch mehr hervorzuheben ist, weil diese Entdeckung zu einer Zeit geschah, als die Hilfsmittel, die für die Untersuchung mikroskopischer Einschlüsse zu Gebote standen, noch sehr beschränkt waren.

In seinem Aufsatz: »Ursache zur Farbe des Spreusteins, Restbestandtheil des norwegischen Zirkonsyenits« führt Scheerer (l. c.) Folgendes an: »Durch mikroskopische Untersuchung überzeugt man sich, dass nur der rein weisse Spreustein frei von mechanischen Einmengungen ist, während die anderen Varietäten mehr oder weniger eines pulverförmigen Körpers beigemengt enthalten, der das Pigment dieser Spreusteine bildet.« Durch Lösen des fein gepulverten Spreusteins in etwas verdünnter Salpetersäure unter stetigem Umrühren, wodurch verhindert wurde, dass die Kieselsäure des allmählich zersetzten Spreusteins sich gelatinös abschied, wurde das färbende Pulver nach wiederholtem Decantiren und Auswaschen als unlöslicher Rückstand rein erhalten und analysirt; er fand die Zusammensetzung in zwei Analysen:

SiO_2	1,58	0,82
Al_2O_3	76,75	82,56
Fe_2O_3	6,77	1,52
H_2O	14,70	15,00
	<hr/> 99,80	<hr/> 99,90

was recht nahe mit der Zusammensetzung eines Eisenoxyd haltenden Diaspors übereinstimmt. Das Pulver zeigte sich auch wie der Diaspor unlöslich resp. schwerlöslich in Säuren etc.

Der Gehalt der gefärbten Spreusteine an Diaspor wäre 4—7% und noch mehr; eine Analyse eines bräunlich rothen Spreusteines von einer Insel des Brevikfjords führte nach Scheerer's Berechnung auf einen Gehalt von 6½%.

Die Analyse gab:

SiO_2	44,50	wird $6\frac{2}{3}\%$ Diaspor	47,47
Al_2O_3	30,05	abgezogen, so er-	26,83
Fe_2O_3	0,98	hält man:	0,60
CaO	0,83		0,88
Na_2O	13,52		14,42
H_2O	9,93		9,61
	<hr/> 98,81		<hr/> 99,81

was ungefähr mit der Natrolithformel stimmt.

Scheerer nahm, wie bekannt, an, dass der Spreustein als eine Paramorphose nach einem von ihm Paläo-Natrolith benannten Minerale aufzufassen wäre. Als nun Saeman und Pisani, welche das Vorkommen des Diaspors in dem Spreustein bestätigten*), die Hypothese aufstellten, dass der Spreustein eine Pseudomorphose nach Cancrinit wäre, wandte sich Scheerer gegen diese Auffassung und fügte dann auch neue Beobachtungen über das muthmassliche Vorkommen von Diaspor als färbendes Pigment in rothbraunem Eläolith unserer Gänge hinzu. Durch ein ähnliches Verfahren, wie es bei dem Spreustein angewandt worden war, erhielt Herr Steitz in Scheerer's Laboratorium bei einem vorläufigen Versuche ein unlösliches Pulver von der Zusammensetzung: 30 SiO_2 , 50 Al_2O_3 und Fe_2O_3 , 11 H_2O , 9 Na_2O und K_2O ; Scheerer fasste dasselbe als ein Gemenge von Diaspor mit noch ungelöstem Eläolith auf; er meinte, dass in dem braunen Eläolith etwa $1\frac{1}{2}$ —1% Diaspor vorhanden sei, und suchte dies auch aus den Eläolith-Analysen zu bestätigen. Kenngott**) bemerkt jedoch mit Recht, dass der Nachweis von Diaspor im Eläolith ihm fraglich und nicht sicher erscheint, worin ich ihm beistimmen muss. Scheerer nahm endlich an, dass auch der Feldspath zum Theil Diaspor als färbenden Einschluss zu führen im Stande wäre, ohne jedoch einen Beweis für eine solche Annahme liefern zu können.

Es ist keinem Zweifel unterworfen, dass Scheerer in seinem Suchen nach Diaspor als Einschluss in den Mineralien unserer Gänge zu weit gegangen ist, und dass der braune Eläolith ebenso wie der dunkel gefärbte Feldspath nicht durch eingeschlossenen Diaspor gefärbt sind; die Betrachtungen, welche ihn auf diesen Weg leiteten, beruhen auf seiner Auffassung des Diaspors als eines sogenannten »Restbestandtheiles« des Syenits. Er sagt***): »Unter »Restbestandtheil« einer Gebirgsart verstehe ich denjenigen Gemengtheil derselben, welcher nach der plutonischen Bildung und Ab-scheidung der componirenden Silicate als Rest übrig geblieben ist. Granit,

*) Siehe unter Cancrinit.

**) Uebers. d. min. Forsch. 1862—63, S. 196.

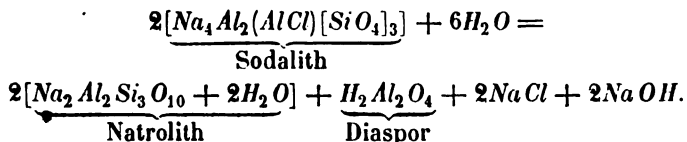
***) Pogg. Ann. 108, 434.

Gneus, Glimmerschiefer und andere, gewissermassen *acide*, Gesteine führen Quarz als Restbestandtheil bei sich. Anders ist es mit basischen Gesteinsarten, wie der Zirkonsyenit, in welchen nirgends eine Spur von freiem Quarz vorkommt und welche auch in ihren componirenden Silicaten eine gewisse Kieselsäurearmuth wahrnehmen lassen. Aber es wäre sehr merkwürdig, fast unbegreiflich, dass die in diesen Gesteinen vorhandene Kieselsäure genau hingereicht hätte, sich mit allen betreffenden Basen zu verbinden, ohne dass eine oder mehrere der letzteren als Restbestandtheile auftreten sollten. Jetzt wissen wir, dass der bisher vermisste Restbestandtheil des norwegischen Zirkonsyenits aus Diaspor besteht etc. etc.

So einleuchtend die Hypothese Scheerer's von Restbestandtheilen saurer oder basischer Zusammensetzung je nach der Zusammensetzung des ganzen Eruptivgesteins beim ersten Anblick auszusehen scheint, so ist dieselbe doch offenbar nicht in der von Scheerer selbst angenommenen Ausdehnung mit den thatsächlichen Verhältnissen übereinstimmend. Für die ziemlich sauren Gesteine, wie Granit, Syenit etc. ist es zwar zutreffend, dass der Quarz derselben als ein Restbestandtheil im Sinne Scheerer's aufgefasst werden kann. Für die basischen Gesteine dagegen sind seine Voraussetzungen unrichtig; denn erfahrungsgemäss finden wir keine freien Basen als Restbestandtheile derselben. Es beruht dies gewiss zum Theil darauf, dass eben die basischen Verbindungen zuerst oder recht früh auskrystallisiren; so ist z. B. der Magnetit, der Spinell (in Gabbrogesteinen etc.) etc., in Eruptivgesteinen unter die ältesten Ausscheidungen zu rechnen. Ein Eruptivmagma wird deshalb wenigstens theilweise während der Krystallisation saurer, die später auskrystallisirenden Mineralien sind deshalb in der Regel auch saurer als die zuerst auskrystallisirten. Es leuchtet deshalb ein, dass als »Restbestandtheile« oder als die zuletzt auskrystallisirten Bestandtheile basischer Gesteinsmagmen nicht, wie Scheerer meinte, Mineralien wie Diaspor erwartet werden können, und in der That sind solche auch niemals nachgewiesen.

Denn auch der Diaspor im Spreustein kann nicht als ein Restbestandtheil in Scheerer's Sinne aufgefasst werden. Wie unten bewiesen werden soll, ist der gewöhnliche Spreustein nämlich weder eine Paramorphose nach einem Paläo-Natrolith, wie Scheerer es annahm, noch (im Allgemeinen) eine Pseudomorphose nach Cancrinit (Saeman und Pisani) oder nach Eläolith (Eckenbrecker) oder nach Feldspath (Dauber, Blum) etc., sondern am häufigsten eine Pseudomorphose nach Sodalith. Diese Umwandlung des Sodalith in Spreustein hat nach der Eruption und Krystallisation des Gesteins, wie der Gänge selbst, wahrscheinlich jedoch gleichzeitig mit der Zeolithbildung der Gänge im Allgemeinen, also als unmittelbare Folge und in Verbindung mit der Eruption stattgefunden. Es liegt dann sehr nahe, die Diasporbildung als Resultat des Umwandlungsprocesses

des Sodalith und als gleichzeitige Bildung mit dem Natrolith, der die Hauptmasse des Spreusteins ausmacht, aufzufassen*); schreiben wir die Sodalithformel: $\text{Na}_4\text{Al}_2(\text{AlCl})\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (s. unten), so hat man:



2 Moleküle Sodalith und 6 Moleküle Wasser würden sich also in 2 Moleküle Natrolith, 1 Molekül Diaspor, 2 Moleküle Natronhydrat und 2 Moleküle Chlornatrium umsetzen, was auf 400 Gewichtstheile Sodalith und Wasser im obigen Verhältniss berechnet 74,78% Natrolith und 11,91% Diaspor liefern würde. Wenn die Umsetzung genau nach diesem Schema stattgefunden hätte, dürften wir also einen ganz bedeutenden Gehalt von Diaspor im Spreustein erwarten; dies würde jedoch wenig wahrscheinlich sein, denn erstens dürften die circulirenden Lösungen viel eher hinreichend Natronhydrat und Kieselsäure hinzugeführt haben, um mehr Natrolith als nach dem obigen Schema zu bilden; es würde schon dadurch gut erklärlich sein, dass der Diasporgehalt des Spreusteins weder so hoch, wie erwartet, noch constant gefunden wurde. Zweitens aber bestehen die Spreusteine keineswegs ausschliesslich aus Natrolith und Diaspor, sondern es sind auch mehrere andere Mineralien, namentlich Hydronephelith gebildet worden, wodurch das obenstehende Schema ganz illusorisch gemacht wird.

Die weissen Spreusteine sollten nach Scheerer keinen Diasporgehalt aufweisen, nur die roth oder braun oder rothbräunlich gefärbten; dass einige der weissen sogenannten Spreusteine keinen Diasporgehalt erweisen, kann wenigstens zum Theil dadurch erklärt werden, dass sie nicht durch Umwandlung von Sodalith, sondern direct als Spaltenfüllungen gebildet sind; theils bestehen sie auch nicht aus Natrolith, sondern vorherrschend aus Hydronephelith, sind durch Umwandlung aus Eläolith gebildet und führen dann auch Diaspor. Was die gefärbten Spreusteine betrifft, so kann ich die Auffassung Scheerer's, dass der Diaspor ihr färbendes Pigment bilden sollte, nicht bestätigen. Die mikroskopische Untersuchung lehrt nämlich, dass die rothe, braune, resp. braunrothe Farbe ausschliesslich durch fein imprägnirtes Eisenoxydhydrat verursacht ist.

Als »färbendes Pigment« kommt der Diaspor also gewiss nicht in dem Spreustein vor; ich war deshalb bemüht, seine Anwesenheit überhaupt im Spreustein durch die mikroskopische Untersuchung nachzuweisen. Für diesen Zweck wurde von dem bekannten rothbraunen Spreustein von der Insel Lövö eine Quantität von ungefähr 25 g fein gepulvert und durch das

*) Vergl. Saeman und Pisani's analoge Ableitung der Diasporbildung aus Cancrinit.

feinste Mühlensiebttuch gesiebt; das gut geschlämmte Material wurde dann in einem Brögger'schen Trennungsapparate mit der schwersten Thoulet'schen Lösung behandelt, um vielleicht eine Fällung von Diasporpulver zu erhalten. Es resultirte aber fast keine Spur einer Fällung*); es war damit bewiesen, dass der Diaspor in diesem rothen Spreustein jedenfalls nicht in so grossem Korn, wie sie der Maschengrösse des feinsten Mühlensiebttuches entspricht, ausgebildet sein kann. Das Pulver wurde deshalb (ohne gerieben zu sein) mit etwas verdünnter Flusssäure behandelt, zuerst drei Tage in der Kälte, dann noch über dem Wasserbade; es wurde dadurch der Natrolith des Spreusteins fast vollständig gelöst. Nach dem Decantiren wurde die ausgeschiedene gelatinöse Kieselsäure in verdünnter Kalilauge gelöst, wodurch eine kleine Fällung von Eisenoxydhydrat erfolgte, welche nach dem Decantiren in verdünnter Salzsäure gelöst wurde. Nach dem schliesslichen Decantiren und Auswaschen wurde ein Rest von 0,8 g eines weissen, feinen krystallinischen Pulvers erhalten, welches alle Eigenschaften des Diaspors zeigte. Unter dem Mikroskop erwies sich das Pulver grösstentheils vollständig unzersetzt.

Nachdem auf diese Weise der Diaspor wirklich nachgewiesen war und somit die älteren Beobachtungen Scheerer's und Saemann-Pisani's bestätigt waren, konnte ich auch in Dünnschliffen des rothen Spreusteins den Diaspor als feine im Natrolith eingeschlossene oder zwischen den Natrolithkörnern eingestreute Schuppen erkennen; dieselben sind recht klein, sehr selten bis 0,4 mm gross und scheinen beim ersten Anblick nur spärlich vorzukommen, obwohl die Isolation also einen Gehalt von ca. 3% ergab. Durch die starke Lichtbrechung (β grösser als 1,7), die lebhaften Interferenzfarben, das Austreten einer stumpfen Bisectrix auf der Ebene der vollkommenen Spaltbarkeit, welche sich in anderen Schnitten durch vollkommene Spaltbarkeit kundgibt, durch die parallele Auslöschung etc., sowie durch die Unlöslichkeit in Säuren, während der umgebende Natrolith ziemlich leicht löslich ist, lässt er sich, einmal erkannt, wohl bestimmen.

Auffällig genug konnte ich ihn in dem aus Cancrinit gebildeten weissen Spreustein von Barkevik nicht erkennen; da Saemann und Pisani auch in diesem Diaspor nachwiesen und analysirten, zeigt dies, dass der Diasporgehalt der Spreusteine überhaupt sehr schwankend ist, was durch die oben gegebene Erklärung leicht verständlich wird.

Bei meinem Versuch, den Diaspor zu isoliren, erhielt ich, wie oben erwähnt, nur einen Gehalt von etwas mehr als 3% in dem gewöhnlichen tief rothbraunen Spreustein von Lövö; Scheerer fand 4—7%. Einen

*) Die äusserst geringe Fällung bestand aus Magnetitkörnern, welche mit dem Magnet ausgezogen wurden, dann aus Zirkon, sowie aus einigen wenigen Körnern eines stark doppeltbrechenden rhombischen Minerals, welches Diaspor sein könnte.

so grossen Gehalt wie letztere Zahl möchte ich trotzdem bezweifeln; es ist auch nicht möglich, aus Scheerer's Abhandlung zu ersehen, ob er diesen Gehalt direct bestimmt oder nur aus der Gesamtanalyse des Spreusteins berechnet hat.

Diese Berechnung ist nun in der That aus den oben angeführten Gründen ganz unmöglich und unzuverlässig. Denn selbst die echten aus Sodalith gebildeten Spreusteine führen oft einen so wesentlichen Gehalt an Hydronephelith neben dem Natrolith, dass der grössere Thonerdegehalt gewiss zum Theil auf diese Einmischung und nicht auf den Diasporgehalt allein zu beziehen ist. Ein derartiger echter, aus Sodalith gebildeter Spreustein war ganz sicher der oben erwähnte von Scheerer analysirte und berechnete Spreustein; anstatt in der von Scheerer vorgeschlagenen Weise kann derselbe auch mit Berücksichtigung des Hydronephelithgehalts z. B. auf folgende Weise berechnet werden. Wenn für 6% Hydronephelith abgezogen wird: 2,36 SiO_2 , 2,00 Al_2O_3 , 0,80 Na_2O , 0,44 H_2O , ferner für 5,2% Diaspor abgezogen wird: 4,40 Al_2O_3 , 0,80 H_2O , wenn ferner das Eisenoxyd unberücksichtigt und die Kalkerde als Natron berechnet und dann schliesslich der Rest auf 100% ausgeglichen wird, so erhalten wir eine Zusammensetzung von 47,94 SiO_2 , 27,11 Al_2O_3 , 15,32 Na_2O , 9,53 H_2O , welche ebenso genau mit einer Natrolithformel stimmt, wie der von Scheerer nach Abzug von 6½% Diaspor erhaltene Rest der Analyse. Wahrscheinlich ist aber die Analyse nicht ganz correct gewesen, denn in den meisten dieser rothen Spreusteine scheint der Hydronephelithgehalt bedeutend grösser als ca. 6%, der Diasporgehalt dagegen wahrscheinlich etwas geringer als ca. 5%.

Ausser in den echten, aus Sodalith gebildeten, wesentlich aus Natrolith bestehenden »Spreusteinen« kommt nun aber der Diaspor auch in den aus Eläolith hervorgegangenen Hydronephelith-Spreusteinen, und zwar hier oft in etwas grösseren, selbst makroskopisch sichtbaren, bis 4 mm langen Körnchen. In einem hell röthlichen Hydronephelith-Spreustein von Arö zeigen die Diasporkörner sich von den drei Pinakoiden begrenzt, jedoch am Ende in der Regel ausgefrant und übrigens nach der Spaltebene tafelförmig ausgebildet. Die Körnchen sind stark verunreinigt durch die umgebenden Mineralien und zeigen sich vermöge ihrer Beschaffenheit unter dem Mikroskop mit dem Hydronephelith selbst gleichzeitig gebildet. Die Menge des Diaspors scheint geringer als in den gewöhnlichen Spreusteinen.

Ob der Diaspor auch in den Sodalith- oder Eläolith-Umwandlungsproducten der Gesteine unserer Gegend vorkommt, habe ich nicht entscheiden können.

Haloidsalze.

13. Flussspath.

Flusspath ist von den Gängen des Augitsyenit schon von Weibye, Hausmann etc. erwähnt. Weibye bemerkt, dass er nur einen einzigen Krystall (Oktaëder) in einer Höhlung des Syenits auf Lamöskjär aufgewachsen gefunden hatte, dagegen in grobkörnigem Syenit derben, schön blau und grün gefärbten Flusspath an mehreren Stellen, im Ganzen jedoch als eine Seltenheit.

Ich selbst habe Flusspath an recht vielen Stellen in den grobkörnigen Gängen des Augitsyenits, wie im Gestein selbst beobachtet.

Von einem Gange auf oder in der Nähe von Arö erhielt ich 1884 durch Herrn G. Flink eine Stufe mit zwei Krystallen von ganz hell grünlichblauem Flusspath, $\infty O \infty$, ∞O , O ; der eine derselben war ungefähr zollgross; beide sind auf stark zersetztem Feldspath aufgewachsen und waren von Natrolith und Analcim bedeckt; es war also hier ursprünglich ein Drusenraum vorhanden, welcher erst mit Flusspath, dann mit Zeolithen ausgefüllt wurde. Nach Analogie mit unten erwähnten Fällen möchte ich annehmen, dass die starke Zersetzung des Feldspaths mit den bei der Flusspathbildung stattgefundenen Vorgängen verbunden gewesen ist.

Ebenso findet sich in dem Mineralien cabinet der Universität Christiania prachtvoll smaragdgrüner Flusspath mit Krystallflächen, $O \infty O \infty$, im Natrolith von Sigtesö, wo auch violetter Flusspath vorkommt. Sehr hübsche, obwohl kleine (selten bis 4 cm grosse) Oktaëder (mit schmaler Abstumpfung von $\infty O \infty$ und ∞O , oder O allein) von prächtig smaragdgrünem Flusspath fanden sich scheinbar eingewachsen im Natrolith an einem der ergiebigsten Zeolithfundorte auf der Insel »Lille Arö« (Klein-Arö); in der That sind sie aber ursprünglich aufgewachsen gewesen und nur später durch Füllung der vorher vorhandenen Drusenräume durch Zeolith bedeckt worden. Auch hier ist der Feldspath, auf welchem die vereinzelt Oktaëder aufgewachsen sitzen, stark zersetzt. Ein zum Verwechseln gleichartiges Vorkommen fand sich auch auf der Insel Risö im Langesundfjord.

Ganz analog fand ich an dem Eudidymitvorkommen von Övre-Arö (Ober-Arö) auch kleine niedliche Flusspathkryställchen, in ∞O (mit Abstumpfung von $\infty O \infty$) auf Feldspath aufgewachsen und z. Th. von den später gebildeten Zeolithen, Analcim, Eudidymit, Natrolith etc. bedeckt. Diese und andere Beispiele zeigen, dass der Flusspath selbst dort, wo er wohlkrystallisiert ist und auf (ursprünglichen oder noch jetzt vorhandenen) Drusenräumen

vorkommt, doch überall auf unseren Gängen vor der Zeolithbildung abgesetzt wurde. Andere Vorkommnisse zeigen nun auch, dass er z. Th. als Bestandtheil der Gangmasse selbst vorkommen kann.

Sowohl auf der Insel Låven, als namentlich an der Südspitze der grösseren Insel Stokö kommt tiefvioletter oder rosenrother, bisweilen farbloser Flussspath häufig vor. Der rosenrothe Flussspath von Låven verliert oft sehr schnell seine Farbe im Tageslichte und wird ganz farblos. An dem grossen Gange auf der Südspitze der Insel Stokö fand sich tiefvioletter Flussspath in grösserer Menge als Ausfüllungsmasse zwischen den Individuen von Feldspath, Aegirin und anderen Mineralien; obwohl also später als diese Mineralien auskrystallisirt, gehört er hier doch einer recht frühen Epoche der Gangbildung an, denn man findet bisweilen, dass eine Ecke eines Flussspathkrystals in einen nur als Zwischenklemmungsmasse auftretenden Zirkon hineinragt; diese beiden Mineralien scheinen also auf diesem Gange ungefähr gleichzeitig gebildet worden zu sein.

Ebenso reichlich kommt violetter Flussspath in einem weiterhin (s. unter Eukolit-Titanit, Pyrochlor, Helvin etc.) öfters erwähnten kleinen äusserst zirkonreichen Gange oben am Abhange der Südseite der Insel Stokö mit zahlreichen anderen Mineralien zusammen vor.

Auf verschiedenen Gängen der Arölscheeren, der Scheeren bei Barkevik; auf Sigtesö, in Eidanger etc. habe ich auch hier und da spärlich violetter, rosenrother, grünen oder weissen Flussspath beobachtet. Dagegen muss nach meiner Erfahrung auffallend selten der Flussspath bei Laurvik, Fredriksvärn etc., kurz ausserhalb der Grenzlinie des Augitsyenit vom Langesundfjord bis Eidanger etc. vorkommen.

Bemerkenswerth ist in dieser Beziehung auch, dass in den gestreiften Grenzvarietäten des Augitsyenits selbst Flussspath, gewöhnlich von violetter Farbe, oft als Gesteinsgemengtheil auftritt, z. B. auf Stokö häufig.

Endlich muss hier auch daran erinnert werden, dass bei der Zersetzung mehrerer der seltenen Mineralien z. B. des Mosandrit, des Låvenit etc. (s. unten) Flussspath als eines der Zersetzungsproducte reichlich auftritt; auch bilden Flussspath, Eukolit und Mosandrit, zu denen oft noch Wöhlerit hinzutritt, ein so häufig vorkommendes inniges Gemenge, dass man daraus wohl schliessen darf, dass Fluor-haltige Verbindungen bei der Bildung nicht weniger als bei der Zersetzung dieser Mineralien eine wesentliche Rolle gespielt haben müssen.

Im Ganzen geht aus dem Obenstehenden hervor, dass die Flussspathbildung z. Th. einer früheren, grösstentheils aber einer späteren Epoche der Gangbildung anzugehören scheint, jedoch nicht der letzten (der Zeolith-epoche), und dass die Flussspathbildung nicht nur auf den Gängen, sondern — wahrscheinlich gleichzeitig — auch in den Grenzvarietäten des Nebengesteins, namentlich in der Grenzzone des Augitsyenits, stattgefunden hat.

[Damit übereinstimmend tritt an manchen Stellen auch Flussspath als ein Contactmineral längs der Grenze der Augitsyenite, namentlich aber der rothen Titanit-führenden Granitite etc. auf, theils an der unmittelbaren Grenze, theils in einiger Entfernung. So waren z. B. längs einer kleinen Hornblendegranitader bei Kjörstad in Sandsvår, einem nur ein Paar Decimeter mächtigen Ausläufer des Hornblendegranits von Hovdehöfjeld, die silurischen Schichten (3c) unmittelbar längs dieser Ader reichlich mit violblauem Flussspath imprägnirt. Flussspath, violblau, grün etc. kam ebenso an mehreren der kleinen Erzvorkommnisse bei Drammen auf Eker etc., welche als Contactvorkommnisse des Granitit angesehen werden müssen, reichlich vor etc.]

Auch darf hier daran erinnert werden, dass einige Quarzporphyrgänge, welche sicher nur Ausläufer der rothen Granitite etc. bei Holmestrand sind, auch — wie zahlreiche andere Quarzporphyre — Flussspath-führend sind. Auch in dem Granitit selbst von Drammen fand Herr O. Lang (Nachricht. v. d. k. Ges. d. Wissensch. u. d. G.-A.-Univers. zu Göttingen 1880 Nr. 15, S. 477—488, siehe auch Neues Jahrb. 1884, 1, 239, Ref.) violblauen Flussspath als nach seiner Ansicht secundären Bestandtheil. Zu bemerken ist hier jedoch, dass dies von O. Lang untersuchte Gestein kein typischer Granit, sondern ein Granophyr, also selbst eine Grenzvarietät gewesen ist.]

Ferrate.

14. Magnetit, Haidinger.

Schon Hausmann, Weibye etc. haben Magneteisenerz aus den Gängen der Augitsyenite erwähnt, doch nur in derben Partien und Körnern.

Magneteisenerz ist in einer bestimmten Gruppe der grobkörnigen Gänge der Augitsyenite, nämlich der von Fredriksvärn, als ein wesentlicher Gangbestandtheil zu betrachten. Er bildet hier nach dem Orthoklas und der Arfvedsonit-ähnlichen Hornblende den in Bezug auf Menge dritten Bestandtheil, welcher nur selten gänzlich zurücktritt, obwohl er anderseits auch nicht oft in sehr bedeutender Masse vorkommt. Krystalle sind nicht eigentlich häufig, obwohl sie hier und da angetroffen werden. Auf einem dieser Gänge mit farbenschillerndem Orthoklas als Hauptbestandtheil, bei Fredriksvärn, fand ich 1875 mit Dr. H. Reusch zusammen eine hübsche, jetzt im Mineralien-cabinet der Universität Christiania aufbewahrte Stufe mit kleinen Oktaëdern von Magneteisenerz, welche, wie eine Alaunkrystallreihe, nach einer Hauptaxe aneinander gereiht waren, in Feldspath eingewachsen.

Auf mehreren der Pyrochlor und Zirkon führenden Gänge und Adern zwischen Fredriksvärn und Helgeråen, auf Lövö bei Brevik etc. kommt Magneteisenerz in kleinen, glänzenden, beim ersten Anblick leicht mit den Pyrochlorkrystallen zu verwechselnden, frei eingewachsenen Oktaëdern vor; ebenso auf dem Pyrochlor-Zirkon-reichen Gänge oben am Abhange der Südspitze von Stokö, hier nicht in Oktaëdern, sondern in Rhombendodekaëdern, mit stark gestreiften Flächen (nach den Combinationskanten mit O). Ebenso in kleinen grobkörnigen Adern in dem umgewandelten Augitporphyrit bei Gudsfred in Eidanger, hier in der Combination $\infty O.O$ im Gleichgewicht, beide mit glatten Flächen. Ferner von Arö isolirte Oktaëder in Feldspath eingewachsen etc.

Ein 1885 erworbener, ungefähr 4 cm grosser Krystall, angeblich von Arö (?), zeigte beim ersten Anblick eine bedeutende Aehnlichkeit mit dem bekannten Typus: $\{410\}\infty O, \{413\}3O3, \{135\}5O\frac{1}{2}$, welcher von Achmatowsk, Albano, Monte Mulatto etc. beschrieben ist; die nähere Untersuchung zeigte aber, dass nicht das Hexakisoktaëder $5O\frac{1}{2}$, sondern ein anderes, wahrscheinlich die soviel mir bekannt neue Form $\{168\}8O\frac{1}{2}$, welche ebenfalls in der Zone $[(044):(443)]$ liegt, auftritt.

Der Winkel der ganz schmalen Flächen des Hexakisoktaëders liess sich zwar nur in einem Falle, und auch hier nicht sehr genau, gegen die Ikositetraëderfläche $3O3$ messen; der gefundene Winkel war aber $22^{\circ} 37'$,

während derselbe Winkel für $100\frac{1}{2}^{\circ}$ $44^{\circ} 27\frac{1}{2}'$ sein müsste. Für $60\frac{1}{2}$ beträgt der betreffende Winkel $24^{\circ} 24\frac{1}{2}'$; die Bestimmung des Hexakisoktaeders als $60\frac{1}{2}$ ist deshalb wohl etwas unsicher. $100\frac{1}{2}$ stimmt besser mit dem gemessenen Werthe; diese Form liegt aber nicht in der Zone [044 443], welche für das aufstehende Hexakisoktaeder bestimmt erkannt wurde.

Da dieser Krystal nicht in einer Stufe sass, konnte das Vorkommen nicht controlirt werden; vielleicht stammt er eher von den Graungängen in Hamar¹.

Ueberhaupt ist auf den oben erwähnten Gängen, welche mehr oder weniger mit dem Typus der Fredriksvärn-Gruppe übereinstimmen, das Magnetisenerz ein früh auskristallisiertes Mineral; je densel Krystalle sind sogar bisweilen von Zirkon begrenzt ausgehildet und mussten also früher als dieser krystallisirt sein.

Auch auf den Gängen bei Laurvik und auf den gewöhnlichen Gängen am Langesundfjord ist ein reichliches Magnetisenerz ein häufiges Mineral, welches auf den meisten Gängen nicht sparsam vorkommt, jedoch hier fast nie in gut ausgebildeten Krystallen. Auf der Insel Laveu z. B. ist am Ostende des grossen Ganges Magnetisenerz reichlich in mehr als faustgrossen Körnern in der Gangmasse zerstreut, namentlich an der oberen Grenzfläche der Gangmasse, alte Grenze gegen Augitporphyr angelehnt, offenbar durch Resorption des früher hier angrenzenden, jetzt grösstentheils wegerodirten, basischen Gesteins Augitporphyr in solcher Menge ausgeschieden.

Das Magnetisenerz ist auf diesen Gängen oft reiner später ausgebildet; denn häufig bildet es hier deutlich Zwischenscheidungsmaße zwischen anderen Mineralien, und von einem Gange von Hvitveibommen nördlich von Årø besitzt ich z. B. Stufen von Magnetisenerz mit eingewachsenen tafelförmigen Krystallen von Eläolith.

Magnetisenerz, in mehreren untersuchten Fällen mit reichlichem Titan-gehalt², ist auch überall in den Gesteinen der Gruppe der Angitsyenite und Nephelinsyenite ein wesentlicher, obwohl an Menge zurücktretender Bestandtheil; ebenso in den Gesteinen der Gruppe der Titanit-führenden Granite etc. Schol T. Dal. hat Nyl Mag. f. Nat. 9, 327—328 darauf aufmerksam gemacht, dass Magnetisenerz in diesen Gesteinen an mehreren Stellen bei Skien in so bedeutender Masse ausgeschieden war, dass ein allerdings nur kurzdauernder Bergbau darauf statthaben konnte.

Auch gehört Magnetisenerz zu den Erzen, welche als Contactbildung längs der Grenze der betreffenden Eruptivgesteine an zahlreichen Stellen Gabbrounternehmungen, in der Regel mit geringer Ausbeute, veranlassen haben (siehe darüber namentlich Th. Ejerulf: Udsigt over det sydl. Norges Geologi und J. H. C. Vogt: Norske Ertsforekomster).

¹ In einer von Th. Ejerulf untersuchten Probe (S. 29, S. W. C. Brögger, 1864, Abg. 2 und 3, S. 205.

Borate.

15. Nordenskiöldin, Brögger.

1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. i Stockh. Förh. 9, 255.

Schon vor mehreren Jahren hatte ich, angeblich von der Insel Arö, ein gelbes Melinophan-ähnliches Mineral erhalten, welches mir aus mehreren Gründen ein selbständiges Mineral zu sein schien; erstens zeigte dasselbe eine bei Weitem vollkommenere basische Spaltbarkeit als der Melinophan, zweitens wurde ein kleines Splitterchen desselben schwerer als die schwerste Thoulet'sche Lösung gefunden, was mit dem Melinophan bekanntlich nicht der Fall ist. Uebrigens stimmte es mit dem Melinophan in dem äusseren Habitus überein, namentlich durch die citrongelbe Farbe und durch die optische Einaxigkeit mit negativem Charakter; da ich das Mineral ohne genügende äussere Krystallbegrenzung nur in ganz geringer Menge in einer einzigen Stufe bemerkt hatte, fehlte es mir an Material für die Entscheidung der Frage, ob das Mineral ein neues sei oder nicht, indem ich das spärliche Analysenmaterial nicht unnötig aufopfern wollte.

Dann erhielt ich 1887 vom Professor Freiherrn A. E. Nordenskiöld zum Untersuchen einen guten Krystall, angeblich von Melinophan, welcher offenbar mit dem fraglichen Mineral übereinzustimmen schien; die nähere Untersuchung zeigte denn auch, dass dies der Fall war und dass ein neues, gut charakterisiertes Mineral vorliegen musste.

Das Krystallsystem ist rhomboëdrisch-hemiëdrisch. Das Axenverhältniss

$$a : c = 1 : 0,82207$$

berechnet aus dem Winkel $R(0\bar{1}11) : 0R(0004)$

$$\begin{array}{r} 43^{\circ} 39' \\ 43 \ 30\frac{1}{2} \\ 43 \ 22 \\ \hline \text{Mittel} = 43 \ 30\frac{1}{2} \end{array}$$

Die auftretenden Formen sind $c = \rho\{0004\}0R$, $m = \{1\bar{2}10\} \infty P2$ und $r = \rho\{0\bar{1}11\}R$. Die Krystalle sind tafelförmig nach der Basis; an dem von Nordenskiöld erhaltenen ausgezeichneten Krystall des Reichsmuseums (s. Fig. 4, Taf. XX) wurden an drei Ecken oben und drei Ecken unten das positive Rhomboëder nur an den abwechselnden Ecken beobachtet, wie die rhomboëdrische Hemiëdrie fordert.

	Berechnet:	Gemessen:
$c : m$	$= 90^{\circ}$	90°
$c : r$	$= 43\ 30\frac{1}{2}'$	$43\ 30\frac{1}{2}'$
$r : m$	$= 53\ 24$	$53\ 4\frac{1}{2} - 37\frac{1}{2}'$
$m : m'$	$= 60\ 0$	$60\ 0\frac{1}{2}$
$r : r$ (Polkante)	$= 73\ 12$	—

Zwei kleine Bruchstücke von Krystallen, welche ich selbst besass, stimmten mit dem schönen Krystall des Reichsmuseums überein.

Spaltbarkeit ausgezeichnet nach der Basis; an kleinen Schuppen deswegen Perlmutterglanz, sonst auf Krystallflächen Glasglanz.

Farbe wie erwähnt hell schwefelgelb oder citrongelb bis weingelb, theilweise weisslichgelb. Optisch negativ. Doppelbrechung stark; ein Versuch, ein Prisma für die Bestimmung der Brechungsexponenten herzustellen, scheiterte an der vollkommenen basischen Spaltbarkeit. In unzersetzten Partien ist das Mineral schön durchsichtig.

Härte = 5,5—6. Spec. Gew. = 4,200 (bestimmt von Professor P. T. Cleve).

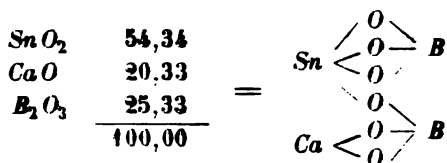
Die chemische Untersuchung wurde gütigst von Professor P. T. Cleve übernommen; die Analyse, für welche im Ganzen nur 0,9 g aufgeopfert werden konnte, gab:

$Sn O_2$	53,75
$Zr O_2$ *)	0,90
$Ca O$	20,43
$(B_2 O_3)$	23,18
Glashverlust *)	4,72
	<hr/> 400,00

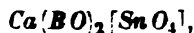
Die Formel wird demnach nach meiner Auffassung



welche fordert:



Man könnte wohl auch, wenn das analytische Resultat allein berücksichtigt werden sollte, die Zusammensetzung als



also als ein Stannat zu deuten versuchen.

*) Wahrscheinlich auch $B_2 O_3$.

Für diese Deutung würde namentlich anzuführen sein, dass die Borsäure eine schwache Säure ist und dass normale Borate unbeständig scheinen. Die Zinnsäure ist aber in der That ebenfalls eine schwache Säure, und wir wissen keineswegs bestimmt, dass dieselbe der Borsäure gegenüber die stärkere wäre. Dass auch die Borsäure selbst in Silicaten nicht ausschliesslich als Basis (Al_2O_3 ersetzend) auftritt, geht aus den weiterhin angeführten Erfahrungen in der Melanocerit-Cappelenit-Reihe hervor. Ausserdem wissen wir absolut nicht, wie sich die chemischen Affinitäten verhalten bei derartigen Bedingungen (allseitiger grosser Druck in der Tiefe, hohe Temperatur eines hydatopyrogenen Magmas), bei welchen der Nordenskiöldin gebildet wurde.

Vielmehr scheinen die krystallographischen Verhältnisse nach meiner Ueberzeugung bestimmt für die Auffassung des Nordenskiöldin als eines Borates zu sprechen.

Als ich das Krystallsystem und das Axenverhältniss des Minerals festgestellt hatte, und das geringe vorhandene Material befürchten liess, dass die Analyse, wenn die Zusammensetzung sich als sehr complicirt erweisen sollte, ohne endgültiges Resultat bleiben könne, wurde ich dadurch veranlasst, die krystallographischen Beziehungen zu anderen Mineralien aufzusuchen. Da das Mineral sehr nahe das Axenverhältniss des Kalkspaths zeigt, glaubte ich dem Herrn Professor Cleve, ehe er die Analyse anfang, vorhersagen zu können, dass die Zusammensetzung wahrscheinlich mit derjenigen der Kalkspathgruppe, des Natronsalpeters und der Proustitgruppe analog sein würde. Die Analyse hat dies bestätigt; wir haben nämlich:

Kalkspath	^(II IV VI) Ca C O ₃	oder	^(IV VIII XII) Ca ₂ C ₂ O ₆	$a : c = 4 : 0,8543$
Zinkspath	^(I V) Zn C O ₃	oder	^(II X) Zn ₂ C ₂ O ₆	$a : c = 4 : 0,8062$
Natronsalpeter	^(I V) Na N O ₃	oder	^(II X) Na ₂ N ₂ O ₆	$a : c = 4 : 0,8272$
Proustit	^(III III) Ag ₃ As S ₃	oder	^(VI VI) Ag ₆ As ₂ S ₆	$a : c = 4 : 0,8034$
Pyrargyrit	^(III III) Ag ₃ Sb S ₃	oder	^(VI VI) Ag ₆ Sb ₂ S ₆	$a : c = 4 : 0,7880$
Nordenskiöldin		^[(II IV VI)] Ca Sn B ₂ O ₆		$a : c = 4 : 0,8224$

Es ist klar, dass diese Analogie in der Krystallform einerseits, in der chemischen Zusammensetzung anderseits keineswegs zufällig sein kann; namentlich ist die Analogie des Nordenskiöldin als normales Salz der Borsäure $B(OH)_3$ mit dem Proustit als Sulfosalz der Sulfosäure $As(SH)_3$ überzeugend.

Bemerkenswerth ist es übrigens, dass der Nordenskiöldin nicht rhomboëdrische, sondern eine vollkommene basische Spaltbarkeit zeigt; man wird dadurch auch an die Borsäure selbst erinnert*); auch diese, sowie der

*) Während beim Nordenskiöldin der Winkel $OR : R = 43^{\circ} 30\frac{1}{2}'$, sind bei der Borsäure zwei entsprechende wie ein Rhomboëder gelegene Winkel $P' : OP$ und $'P : OP = 43^{\circ} 22'$ und $44^{\circ} 48'$ (Haushofer, diese Zeitschr. 9, 78).

analog zusammengesetzte Hydrargillit, zeigt vollkommene basische Spaltbarkeit und Annäherung an eine rhomboëdrische Symmetrie. Dass die Mineralien einer homöomorphen Gruppe nicht immer analoge Cohäsionsverhältnisse besitzen, ist schon früher in einzelnen Fällen (vergl. Wollastonit und Diopsid) beobachtet worden.

Die Uebereinstimmung der berechneten und gefundenen Werthe für die chemische Zusammensetzung ist, ob die eine oder die andere Formel angenommen wird, befriedigend.

Von Säuren (Salzsäure) wird der Nordenskiöldin nur sehr unvollständig zersetzt.

Auch das Verhalten vor dem Löthrohre wurde von Professor Cleve untersucht: bei starkem Glühen am Platindraht sintert das Mineral ohne zu schmelzen. Die Flamme wird dabei stark grün gefärbt, besonders nach Befeuchtung mit Schwefelsäure. Durch Phosphorsalz wird es mit Schwierigkeit nach längerem Blasen zu einem farbigen Glase gelöst. Mit Flussspath und Kaliumbisulfat giebt es intensive Borsäurereaction.

Ueber das Vorkommen kann ich Folgendes angeben.

Die Stufe des Reichsmuseums mit dem daran sitzenden ausgezeichneten Krystall stammt aus einem ganz kleinen Gange von der Mitte der Westseite der Insel Gross-Ärö. Auf dem Gange kamen ausser Feldspath und schwarzem Glimmer als Hauptmineralien noch Melinophan, Homilit, Molybdänglanz, grauer Zirkon, etwas Cancrinit, Eläolith etc., sowie als letzte Drusenausfüllung Analcim vor. Der Krystall war auf Feldspath aufgewachsen und von Analcim umgeben, ist also vor der Zeolithbildung auf dem Feldspath abgesetzt. Wahrscheinlich fällt die Bildungszeit des Minerals in die Periode der Leukophan-Melinophanbildung, wie auch das Vorkommen selbst der Melinophanzone angehört (s. unter Melinophan).

Ich habe dies interessante Mineral nach dem berühmten Reisenden und Mineralogen Herrn Professor Freiherrn A. E. Nordenskiöld genannt, welcher meine Arbeit so wesentlich gefördert und mir namentlich auch für das vorliegende Mineral das beste Material überlassen hat.

Der Nordenskiöldin gehört zu den grössten Seltenheiten unter den Mineralien unserer Gänge; obwohl ich den kleinen Gang, in welchem er vorkam, fast vollständig abbauen liess, wurde nichts mehr als die zuerst erhaltenen Krystalle entdeckt.

16. Hambergit, Brögger.

Von einem ihm unbekannten Vorkommen, angeblich in der Nähe von Barkevik, brachte mir in diesem Jahre (1889) Herr A. Hamberg eine Stufe mit einem einzigen Krystall eines unbekannten Mineralen, welches sich bei näherer Untersuchung als eine neue, interessante Mineralspecies erwies. Ich nenne dasselbe nach dem Entdecker, welcher sich so fleissig mit der Untersuchung der schwedischen Mineralien beschäftigt hat, Hambergit.

Der einzige bis jetzt gefundene Krystall war ungefähr 3,5 cm lang und 1,5 cm dick und breit, von graulichweisser Farbe, durchsichtig bis durchscheinend; das Aussehen erinnerte mich sofort an Boracit. Der Glanz an den Krystallflächen und an der besten Spaltfläche ist starker Glasglanz.

Das Krystallsystem erwies sich als rhombisch. Die auftretenden Formen sind: ein Prisma, welches als $\{110\} \infty P$ genommen wurde, die beiden verticalen Pinakoide $\{100\} \infty \bar{P} \infty$ und $\{010\} \infty \check{P} \infty$, beide dem Prisma untergeordnet und ungefähr gleich gross, und endlich am Ende nur ein Brachydoma, welches als $\{011\} \check{P} \infty$ genommen wurde. Der Krystall ist nach der gewählten Stellung parallel der Verticalaxe verlängert (s. Fig. 6, Taf. XX).

Es wurde gemessen:

$$\begin{array}{lcl} (010) : (110) & = & 51^{\circ} 22' \\ (0\bar{1}0) : (1\bar{1}0) & = & 51 \quad 24 \quad \left. \vphantom{\begin{array}{l} (010) : (110) \\ (0\bar{1}0) : (1\bar{1}0) \end{array}} \right\} \text{Mittel } 51^{\circ} 23' \\ (100) : (110) & = & 38 \quad 54 \\ (100) : (1\bar{1}0) & = & (37 \quad 41) \\ (100) : (010) & = & 90 \quad 16 \\ (011) : (0\bar{1}1) & = & 72 \quad 1 \\ (011) : (100) & = & 90 \quad 9 \\ (110) : (011) & = & 69 \quad 8 \end{array}$$

Der Krystall steckt so tief im Gestein, dass weitere Messungen nicht ausgeführt werden konnten. Das Makropinakoid ist vertical gestreift, weshalb die Einstellungen desselben weniger gut waren. Obwohl die Messungen nicht vollkommen genau mit einer rhombischen Symmetrie übereinstimmen, beruht dies doch sicher auf ihrer Unvollkommenheit, denn die optische Untersuchung zeigt, dass der Hambergit entschieden rhombisch ist.

Aus den beiden Messungen

$$\begin{array}{lcl} (011) : (0\bar{1}1) & = & 72^{\circ} 4' \\ (010) : (110) & = & 51 \quad 23 \quad (\text{Mittel}) \end{array}$$

erhält man: $a : b : c = 0,79876 : 1 : 0,72669.$

analog zusammengesetzte Hydrargillit, zeigt vollkommene basische Spaltbarkeit und Annäherung an eine rhomboëdrische Symmetrie. Dass die Mineralien einer homöomorphen Gruppe nicht immer analoge Cohäsionsverhältnisse besitzen, ist schon früher in einzelnen Fällen (vergl. Wollastonit und Diopsid) beobachtet worden.

Die Uebereinstimmung der berechneten und gefundenen Werthe für die chemische Zusammensetzung ist, ob die eine oder die andere Formel angenommen wird, befriedigend.

Von Säuren (Salzsäure) wird der Nordenskiöldin nur sehr unvollständig zersetzt.

Auch das Verhalten vor dem Löthrobre wurde von Professor Cleve untersucht: bei starkem Glühen am Platindrath sintert das Mineral ohne zu schmelzen. Die Flamme wird dabei stark grün gefärbt, besonders nach Befuchtung mit Schwefelsäure. Durch Phosphorsalz wird es mit Schwierigkeit nach längerem Blasen zu einem farbigen Glase gelöst. Mit Flussspath und Kaliumbisulfat giebt es intensive Borsäurereaction.

Ueber das Vorkommen kann ich Folgendes angeben.

Die Stufe des Reichsmuseums mit dem daran sitzenden ausgezeichneten Krystall stammt aus einem ganz kleinen Gänge von der Mitte der Westseite der Insel Gross-Ara. Auf dem Gänge kamen ausser Feldspath und schwarzem Glimmer als Hauptmineralien noch Melinophan, Hornblende, Molybdänglanz, grauer Zirkon, etwas Canerinit, Eläolith etc., sowie als letzte Drusenausfüllung Analcim vor. Der Krystall war auf Feldspath aufgewachsen und von Analcim umgeben, ist also vor der Zeolithbildung auf dem Feldspath abgesetzt. Wahrscheinlich fällt die Bildungszeit des Minerals in die Periode der Leukophan-Melinophanbildung, wie auch das Vorkommen selbst der Melinophanzone angehört s. unter Melinophan.

Ich habe dies interessante Mineral nach dem berühmten Reisenden und Mineralogen Herrn Professor Freiherrn A. E. Nordenskiöld genannt, welcher meine Arbeit so wesentlich gefördert und mir namentlich auch für das vorliegende Mineral das beste Material überlassen hat.

Der Nordenskiöldin gehört zu den grössten Seltenheiten unter den Mineralien unserer Gänge: obwohl ich den kleinen Gang, in welchem er vorkam, fast vollständig abhauen liess, wurde nichts mehr als die zuerst erhaltenen Krystalle entdeckt.

Für die optische und chemische Untersuchung musste ungefähr die Hälfte des Krystalls aufgefertigt werden.

Eine vollkommene Spaltbarkeit findet nach dem Brachypinakoid {040} statt; weniger vollkommen ist auch nach dem Makropinakoid {100} Spaltbarkeit vorhanden.

Die Härte ist sehr bedeutend, beinahe gleich derjenigen des Topases, grösser als die des Quarzes, also 7,5.

Das spec. Gewicht wurde in der Thoulet'schen Lösung mittels der Westphal'schen Wage zu 2,347 bestimmt; da das untersuchte Spaltblättchen nicht frei von feinen Sprüngen nach $\infty\tilde{\infty}$ war, ist dasselbe vielleicht noch ein klein wenig höher.

Die optische Axenebene ist parallel dem Brachypinakoid, die kristallographische Verticalaxe ist die spitze, positive Bisectrix. Da der Axenwinkel sehr gross ist, treten die optischen Axen nicht in Luft aus. Es wurde in zwei Platten in Oel gemessen:

	Li	Na	Tl
$2 H_a =$	$95^{\circ}21'$	$95^{\circ}42'$	$96^{\circ}8'$
$2 H_o =$	$102\ 46$	$102\ 28$	$102\ 13$
woraus $2 V =$	$86\ 50$	$87\ 7$	$87\ 24\frac{1}{2}$

Die Dispersion ist also gering, $v > \rho$.

Die Brechungsexponenten wurden in zwei Prismen bestimmt:

$\alpha =$	1,5542	1,5595	1,5693
$\beta =$	1,5891	1,5908	1,5928
$\gamma =$	1,6294	1,6311	1,6334
woraus $2 V =$		$87^{\circ}40'$	

Die Doppelbrechung ist also sehr stark:

$$\gamma - \alpha = 0,0752 \quad 0,0716 \quad 0,0638$$

stärker als beim Zirkon.

Unter dem Mikroskope sieht man in Dünnschliffen, dass parallel der Verticalaxe feine schwarze undurchsichtige Blättchen und Nadelchen stellenweise recht zahlreich eingeschlossen sind; da die grösseren derselben sich mit dem Magnet leicht ausziehen lassen und sich wie Magnetit verhalten, dürften vielleicht auch die feinen Nadelchen als Magnetit zu deuten sein. Eine merkbare chemische Verunreinigung machen sie nicht aus.

Vor dem Löthrohr decrepitirt das Mineral in feinen wie in grösseren Splittern mit explosionsähnlicher Gewalt; über dem stärksten Gebläsefeuer eine Stunde geglüht sintert das Mineralpulver etwas zusammen und wird weiss, schmilzt aber nicht.

Der Hambergit löst sich nicht merkbar in gewöhnlichen Säuren; von Flusssäure wird er selbst in gröberem Pulver beim Digeriren auf dem Wasserbade vollständig gelöst.



Die chemische Untersuchung wurde gütigst von Herrn Bäckström ausgeführt (an mittels der Thoulet'schen Lösung sorgfältig gereinigtem Material):

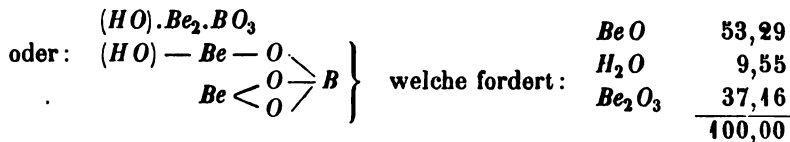
»Bei qualitativer Prüfung nach den gewöhnlichen Methoden wurden die üblichen Reactionen auf Bor, und zwar sehr deutlich erhalten. Ebenso wurde Beryllerde nachgewiesen und die Bestimmung durch die gewöhnlichen Reactionen controlirt. Ganz geringe Spuren von Magnesia, Thonerde, Kalk und Natron, sowie vielleicht Eisen (wahrscheinlich eine Verunreinigung; siehe oben); von SiO_2 , F , Cl , Mn konnte auch keine Spur entdeckt werden.

Die Analyse gab

	I.	II.	III.	
BeO	53,17	53,20	53,39	53,25
H_2O	—	—	10,03	10,03
(B_2O_3)	—	—	—	(36,72)
				<hr/> 100,00

Das Wasser wurde unter besonderen Vorsichtsmassregeln als Glühverlust bestimmt; es entweicht bei anfangender Rothgluth noch gar nicht, erst bei ganz starker, anhaltender Rothgluth entweicht ungefähr drei Viertel und erst bei Weissgluth über dem Gebläse der Rest. Die Borsäure wurde der einfachen Zusammensetzung wegen, und weil nur wenig Substanz aufgeopfert werden konnte, nicht direct bestimmt.

Die Analyse Bäckström's stimmt sehr nahe überein mit der einfachen Formel:



Vorkommen. Der Fundort des Hambergit, welchen ich in diesem Jahre (1889) besuchte, ist ein kleiner, nur 1—2 dm mächtiger Gang am Festlande in der Nähe von Helgeråen. Er bestand aus vorherrschendem Feldspath mit schwarzem Glimmer, Barkevikit, rothem Spreustein, Spuren von Zirkon, Flussspath etc., und als schliessliche Drusenraumfüllung Analcim; in der einzigen gefundenen Stufe sitzt der Krystall mit Feldspath zusammen und ist unzweifelhaft nach diesem gebildet, da die Feldspathtafeln in den Hambergit hineinragen; auch der in Spreustein umgewandelte Sodalith (?) der Stufe scheint älter zu sein. Dagegen ist der Krystall entschieden älter, als der umgebende Analcim. Da letzterer immer auf unseren Gängen das älteste Zeolithmineral ist, muss der Hambergit demnach früher als die Zeolithe gebildet worden sein. Vielleicht dürfte er ungefähr der Periode der Leukophanbildung entsprechen. Obwohl ich an dem Vorkommen miniren liess, wurde nichts mehr, als einige Reste des zuerst entdeckten Krystalls gefunden. Durch seine merkwürdige Zusammensetzung als ein basisches Borat ist dies äusserst seltene Mineral eines der interessantesten unserer Gänge.

Phosphate.

17. Xenotim, Beudant.

Im Jahre 1879 erhielt ich ein angeblich aus den Aröscheren herstammendes Mineral, welches als Mosandrit bezeichnet war. Durch die nähere Untersuchung des geringen vorhandenen Materials ergab sich aber, dass das Mineral Xenotim ist.

Das ganze Material bestand aus einem etwa 3 cm langen, 1,5 cm dicken Krystall und aus einem zweiten, bedeutend kleineren; beide Krystalle waren in Feldspath eingewachsen und selbst mit diesem Mineral durchwachsen.

Die Krystalle zeigten beide keine anderen Formen (s. Fig. 10, Taf. IV) als $\{004\}0P$ und $\{110\}\infty P$. Spaltbarkeit recht vollkommen nach ∞P , dessen Winkel zu genau 90° gemessen wurde. In einem Dünnschliffe nach $0P$ zeigte sich zwischen gekreuzten Nicols bei ganzer Umdrehung das Gesichtsfeld dunkel und wurde mittels der Bertrand'schen Linse ein einaxiges Axenbild mit optisch positivem Charakter erhalten. Pleochroismus kaum merkbar, selbst in mehrere Millimeter dicken Platten. Farbe grünlichbraun bis gelbbraun; an Spaltungsflächen starker Glasglanz. Durchscheinend. Härte = 5. Spec. Gew. = 4,62.

Da das Mineral absolut frisch war, schien es mir wünschenswerth, eine Analyse desselben zu erhalten. Nachdem Herr Amanuensis G. Lindström durch eine qualitative Analyse dargethan hatte, dass eine Xenotimzusammensetzung vorlag, war Herr Professor Dr. C. W. Blomstrand so freundlich, die vollständige quantitative Analyse zu übernehmen.

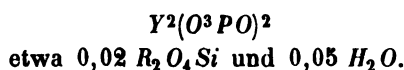
Seine Resultate sollen hier mit seinen eigenen Worten mitgetheilt werden.

» Phosphorsäure	35,66	mit Sauerstoff	20,090	5,000
Kieselsäure	0,24	-	0,125	} 0,036
Zinnsäure	0,11	-	0,023	
Thorerde	0,49	-	0,059	0,045
Ceroxyde	0,32	-	0,046	} 2,954
Yttriumoxyde	62,63	-	11,811	
Eisenoxydul	0,38	-	0,085	} 0,046
Kalk	0,35	-	0,100	
Wasser (Glühverlust)	0,23	-	0,201	0,054
	<hr/> 400,44			

»Mittel aus drei Analysen (0,4, 0,545 und 0,533 g); zur Zersetzung wurde Schwefelsäure angewandt. Es ergab sich z. B. SiO_2 0,22, 0,27, 0,24; ThO_2 0,45, 0,54 etc.

»Das Mineral repräsentirt augenscheinlich ein selten reines Yttrium-orthophosphat. Die gewöhnlichen Beimischungen finden sich jedoch, wenn auch in sehr kleiner Menge, zu etwa 1% des Ganzen.

»Die oben angegebenen Sauerstoffrelationen zwischen Säuren, Basen und Wasser sind: 5,037 : 3,042 : 0,51. Wenn man auf die kleinen Ueberschüsse Rücksicht nehmen wollte, könnte man 5,02 : 3,02 : 0,5 schreiben und erhielte dann auf 1 Molekül



»Thorerde findet sich auch wie gewöhnlich, aber gleichwie Cer in sehr untergeordneter Menge. Das gefundene Atomgewicht der Yttriumoxyde ist 254,5.«

Dem äusseren Ansehen nach weicht dieser Xenotim von früher bekannten Vorkommnissen in mehreren Beziehungen ab; erstens durch die eigenthümlich tiefgrünlichbraune Farbe, die vollständige Frische, welche auch in dem hohen spec. Gewicht 4,62 gegenüber dem gewöhnlich angegebenen 4,45—4,56 des Xenotims zum Ausdruck gelangt, namentlich aber durch den vollständig abweichenden krystallographischen Typus der prismatischen, am Ende nur von der Basis begrenzten Krystalle, während der Xenotim an allen anderen Vorkommnissen vorherrschend pyramidale Ausbildung zeigt.

Der Xenotim gehört auf unseren Gängen zu den allerseltensten Mineralien.

18. Apatit, Werner.

4848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. 22, 544.

4848. Th. Scheerer, Nyt Mag. f. Nat. 5, 308.

4852. J. Fr. L. Hausmann, Bemerk. üb. d. Zirkonsyenit l. c. S. 45—46.

Schon Weibye und andere ältere Beobachter haben Apatit in den Gängen der Augitsyenite beobachtet und beschrieben. Die vollständigsten Mittheilungen darüber hat Th. Scheerer geliefert. Der Apatit ist auf diesen Gängen keineswegs selten. Sowohl bei Fredriksvärn, als bei Laurvik und auf den Inseln des Langesundfjords, namentlich jedoch bei Fredriksvärn bildet er kleine bis einige Centimeter lange, langprismatische Krystalle von gelber (weingelber) bis grüner (spargelgrüner) Farbe, bisweilen jedoch auch wasserhell und farblos, bläulichweiss etc., endlich bei der Zersetzung bräunlich; der Querschnitt dieser Krystalle beträgt gewöhnlich nur ein paar Millimeter, selten 5 mm und darüber. Das frische Mineral ist gut durchsichtig, weingelb; gewöhnlich sind die Krystalle aber nicht frisch und dann undurchsichtig und bräunlich gefärbt; die tiefer braun gefärbten können zum Theil leicht mit Eukolit verwechselt werden.

Diese kleinen, zierlichen Apatitkrystalle stecken in allen Gangmineralien eingewachsen, in Hornblende, Eläolith, Feldspath, ja selbst in Magnet Eisen und Zirkon, und gehören daher zu den am ersten auskrystallisirten Mineralien der Gänge. Mikroskopisch findet sich derselbe in, für ein Apatitvorkommen im Gestein verhältnissmässig grossen Krystallen und ungewöhnlich reichlich, namentlich mit den dunkeln Mineralien vergesellschaftet, in den Gesteinen der Gruppe der Augit- und Nephelinsyenite an der Küstenstrecke zwischen Tönsberg und Arö, in Form zierlicher Nadeln, bisweilen makroskopisch sichtbar. Dagegen spielt der Apatit keine Rolle in den Gesteinen der Gruppe der rothen Granitite des Kristianiagebietes.

Von Krystallflächen tritt in der Verticalzone an den Krystallen der Gänge theils nur ∞P allein, theils an grösseren Krystallen gewöhnlich auch ∞P_2 auf. Am Ende konnte ich nur OP und in einem Falle P und eine nicht bestimmbare Pyramide $\frac{mPn}{2}$ beobachten.

Was die chemische Zusammensetzung dieser Apatitkrystalle betrifft, so hat schon Th. Scheerer (in Nyt Mag. l. c. und in einer brieflichen Mittheilung an Hausmann l. c.) und Wöhler (ibid.) einen bis 5% betragenden Gehalt an Ceroxydul, welcher nicht von mechanisch eingeschlossenem Kryptolith herrühren konnte, gefunden; die von Scheerer angestellte

mikroskopische Untersuchung zeigte ihm nämlich keine Kryptolithe und ausserdem waren auch die ganz frischen, vollkommen durchsichtigen, weingelben Krystalle Cer-haltig.

Die Krystalle sind, wie Hausmann bemerkt, »bisweilen von einer kastanienbraunen Rinde umgeben, die einen muscheligen Bruch besitzt und fettglänzend ist«. In der oben erwähnten brieflichen Notiz an Hausmann schreibt Scheerer darüber Folgendes: »Die braune Hülle, von welcher die Apatitkrystalle, namentlich wenn sie von grösseren Dimensionen auftreten, zuweilen umgeben sind, rührt von einem mechanisch beigemengten braunen Minerale her, welches den cerhaltigen Apatit in sehr seltenen Fällen auch als rein ausgeschieden, aber immer nur in höchst geringer Menge begleitet. Es gelang mir, eine nur einigermaßen hinreichende Menge dieses färbenden Minerals zu isoliren. Etwa 400 mg eines cerhaltigen Apatits, ganz besonders reich an diesem eingesprengten braunen Körper, fand ich — wie ich aus meinem damals geführten Journale entnehme — zusammengesetzt aus 8 mg Kieselerde, 30 mg Phosphorsäure, 42 mg Kalkerde und 50 mg Ceroxyd. Der braune Körper wird unter Chlorentwicklung und unter Zurücklassung einer Kieselgallerte leicht von Salzsäure zersetzt.« In seiner Abhandlung in *Nyt Mag.* (I. c.) erwähnt Scheerer ferner, dass einige Krystalle eine amorphe, pulverförmige Substanz enthalten — bestehend aus Kieselerde, Eisenoxyd, Kalk und Magnesia — in einigen Individuen in solcher Menge vorhanden, dass sie nach Extraction des phosphorsauren Kalkes durch Salpetersäure in der Form einer leichten schwammähnlichen Masse, mit denselben Contouren als der Krystall selbst, zurückblieb.

Ich selbst untersuchte mikroskopisch einen der mit der erwähnten tiefbraunen Rinde versehenen Krystalle. Die Mitte desselben bestand aus der gleichen Substanz wie die Rinde, zeigte aber makroskopisch eine tiefbraune, unter dem Mikroskop eine bräunlichgelbe Farbe; dann folgte eine Zone von makroskopisch gelbem, mikroskopisch farblosem, frischem Apatit, dann endlich eine äussere Zone der braunen, harzähnlichen Substanz. Während der innere Kern und die äusserste Hülle nach der dazwischenliegenden Zone des frischen Apatit hin nicht scharf begrenzt waren, zeigte sich innerhalb der äussersten Hülle selbst im Dünnschliff nach OP eine ausgezeichnet scharfe Zonenstructur nach den Prismenflächen ∞P und ∞P_2 . Im Dünnschliff nach ∞P zeigte sich, dass die braune Substanz isotrop, also gewiss amorph ist, während die gelbe die gewöhnlichen Eigenschaften des Apatits aufweist. Die braunen Partien sind dabei stellenweise auch doppeltbrechend und nicht ganz scharf gegen die gewöhnliche Apatitsubstanz abgegrenzt; eine Zone ist fast absolut isotrop, in der alleräussersten Zone dagegen scheint ein mit der braunen, amorphen Substanz imprägnirter Apatit vorzuliegen.

Im Ganzen erinnern die beschriebenen Erscheinungen lebhaft an die

Umwandlungsvorgänge des Zirkons (s. unten). Es ist auch in dem vorliegenden Falle gewiss unzweifelhaft, dass eine Umwandlung einzelner Zonen dieser Apatitkrystalle in eine amorphe Substanz stattgefunden haben muss; diese umgewandelten Zonen sind nun, wie Scheerer's Analyse zeigt, ausserordentlich reich an Ceroxyd. Ob nun durch die Umwandlung, welche auch hier relativ früh stattgefunden haben dürfte, eine Anreicherung von Ceriumphosphat in den umgewandelten Zonen stattgefunden hat, oder ob in der That diese Zonen selbst auch vor der Umwandlung wesentlich aus Ceriumphosphat bestanden und deshalb vielleicht leichter der Umwandlung unterlagen, muss dahingestellt bleiben, da die mir vorliegenden kleinen Krystalle für die Entscheidung dieser Frage nicht hinreichendes Material abgeben.

Uebrigens konnte ich nur Scheerer's Angabe, dass der Cergehalt der frischen Krystalle nicht von eingeschlossenen Kryptolithkrystallen*) herühren kann, durch die mikroskopische Untersuchung bestätigen.

Ausser auf die beschriebene Weise in gewöhnlich ganz kleinen nadelförmigen, von ∞P , ∞P_2 und $0P$ begrenzten Krystallen auf den gewöhnlichen quarzfreien Gängen, habe ich gelben bis gelbgrünen Apatit auch in grösseren (bis einige Centimeter dicken), von ∞P , P , $0P$ begrenzten Krystallen auf den an Quarz reichen Gängen in den devonischen Sandsteinen auf Arø vorgefunden; diese Krystalle, welche mit Titanit und grünem Diopsid-artigem Pyroxen im Quarz eingewachsen sind, sehen ganz wie Beryll aus und wurden zuerst auch mit Beryll verwechselt (s. unten).

Anhang.

Beryll

ist von mehreren älteren Autoren von unseren Gängen angeführt, so von Hausmann, Weibye u. A.

Hausmann führt den Beryll ohne nähere Erläuterungen an; Weibye bemerkt, dass er denselben »nur auf Svanerö als sehr kleine prismatische Krystalle von weingelber Farbe einzeln im Zirkonsyenit eingewachsen« gefunden habe (Karsten und v. Dechen's Arch. 1848, 22, 541).

Schon Scheerer bezweifelte aber das Vorkommen von Beryll und bemerkt (Pogg. Ann. 65, 330), dass Alles, was er als Beryll gesehen hatte, nur Apatit war; eine Auffassung, welcher sich auch Blum (Pseudomorphosen 2. Nachtr. S. 133) anschloss.

In der That darf ich nach meiner Erfahrung jetzt bestimmt behaupten, dass Beryll bis heute nicht auf unseren Gängen gefunden ist. Die zahlreichen Vorkommnisse, die als Beryll bestimmt worden sind, haben sich bei näherer Untersuchung immer als Apatit herausgestellt.

*) Neuerdings hat E. Mallard es übrigens wahrscheinlich gemacht, dass der Kryptolith Wöhler's nur Muozit gewesen ist. Bull. d. l. soc. min. de France 10, 234. Ref. in dieser Zeitschr. 15, 642.

Im Jahre 1888 erhielt ich von Arö grössere Beryll-ähnliche Krystalle, welche bei einer vorläufigen Bestimmung im mineralogischen Institut der Hochschule Stockholm als Beryll etikettirt wurden; es kam dadurch die unrichtige Angabe in das Referat, diese Zeitschrift 15, 104, dass Beryll auf unseren Gängen entdeckt sei. Bei späterer von mir selbst ausgeführter Untersuchung hat es sich gezeigt, dass auch diese sehr Beryll-ähnlich aussehenden Krystalle nur Apatit sind.

Silicate (Titanate etc.).

I. Orthosilicate.

Epidotgruppe.

19. Mosandrit, Erdmann, und 20. Johnstrupit, Brögger.

1844. J. Berzelius, Briefl. Mitth. im Neuen Jahrb. 1844, S. 684.

— A. Erdmann, Berz. Jahresber. 21, 178 (Berz. Årsberetn. S. 439—440).

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. 22, 534.

1849. — Neues Jahrb. S. 774.

1853. N. J. Berlin, Pogg. Ann. 88, 456.

1854. J. Dana, Man. of min. 4. ed.

1862. A. Des Cloizeaux, Man. d. min. S. 532.

1878. W. C. Brögger, diese Zeitschr. 2, 275.

1887. — Geol. Fören. Förhandl. 9, 267.

Der Mosandrit wurde wahrscheinlich im Jahre 1840 von A. Erdmann entdeckt und vorläufig untersucht, obwohl die chemische Zusammensetzung nicht bestimmt angegeben werden konnte. Im Jahre 1849 beschrieb Weibye angebliche »Krystalle mit Endflächen« von Mosandrit (s. unten). 1853 lieferte N. J. Berlin eine vollständige chemische Untersuchung des Minerals; seine Analyse soll unten angeführt werden.

Der Johnstrupit wurde 1888 von mir entdeckt; derselbe sieht dem Mosandrit recht ähnlich aus und wurde auch anfänglich von mir mit diesem Mineral verwechselt. Die Farbe ist jedoch verschieden, indem der Mosandrit gewöhnlich braun, der Johnstrupit dagegen grünlich ist.

Beide Mineralien verhalten sich in krystallographischer und in optischer Beziehung so nahe gleich, dass sie der Bequemlichkeit wegen gemeinsam beschrieben werden sollen.

Was das Krystallsystem des Mosandrit betrifft, so hatte schon Weibye dasselbe als monosymmetrisch angegeben. J. Dana und später A. Des Cloizeaux dagegen fassten den Mosandrit als ein rhombisches Mineral auf und machten zugleich auf eine mögliche Isomorphie mit dem Zoisit aufmerksam.

1878 beschrieb ich als Mosandrit einige Krystalle von Låven, welche sich später als ein neues Mineral, Låvenit (s. unten) gezeigt haben; mein Vergleich der damals an dem Låvenit beobachteten Formen mit den früher von Weibye und Des Cloizeaux erwähnten Formen des Mosandrit ist deshalb natürlich irreleitend; die beiden Mineralien haben, obwohl sie bisweilen sehr leicht zu verwechseln sind, nichts mit einander zu schaffen.

Seitdem ich diesen Fehler bemerkt hatte, habe ich **jahrelang** vergeblich nach Krystallen von Mosandrit mit ausgebildeten Endflächen gesucht; erst im Jahre 1888 gelang es mir, an einem neuen Vorkommen eines sehr frischen dem Mosandrit ähnlichen Minerals, welches für diese Arbeit von Herrn H. Bäckström analysirt worden ist, ein Paar Krystalle mit messbaren Endflächen zu entdecken. Die nähere Untersuchung zeigte aber, dass dies Mineral nicht mit dem echten Mosandrit identisch ist, sondern als ein neues Mineral, welches ich hiermit nach meinem hochverehrten Freunde Professor Fr. Johnstrup in Kopenhagen: Johnstrupit nennen will, aufgefasst werden muss. Krystalle mit Endflächen sind mir deshalb von dem echten Mosandrit bisher unbekannt.

Die Krystalle des Johnstrupit zeigten ausser Flächen der Prismenzone am Ende zwei positive und zwei entsprechende negative Hemidomen, sowie eine Pyramidenfläche. Als die besten Messungen wurden folgende für die Berechnung des Axenverhältnisses benutzt, wobei die zur Grundlage genommenen Hemidomen als $\{201\} - 2P\infty$ und $\{\bar{2}01\} 2P\infty$, das zu Grunde gelegte Prisma als $\{210\} \infty P2$ aufgefasst werden sollen.

$$(201):(100) = 29^{\circ} 27\frac{1}{2}'$$

$$(\bar{2}01):(\bar{1}00) = 34 \quad 4$$

$$(210):(100) = 39 \quad 4$$

Daraus erhält man für die Grundform das Axenverhältniss des Johnstrupit

$$a : b : c = 1,6229 : 1 : 1,3594$$

$$\beta = 86^{\circ} 55\frac{1}{2}',$$

welches nach der Gleichheit der Prismenzone zu urtheilen auch wohl nicht allzu verschieden von dem Axenverhältnisse des Mosandrit sein kann.

Die von früheren Autoren wie von mir beobachteten Formen des Mosandrit und des Johnstrupit erhalten auf dies Axenverhältniss bezogen folgende Zeichen:

$a = \{100\} \infty P\infty$	$d = \{101\} - P\infty$
$b = \{010\} \infty P\infty$	$\delta = \{\bar{1}01\} P\infty (?)$
$m = \{110\} \infty P$	$x = \{201\} - 2P\infty$
$f = \{210\} \infty P2$	$\xi = \{\bar{2}01\} 2P\infty$
$l = \{520\} \infty P\frac{3}{2}$	$e = \{301\} - 3P\infty$
$n = \{310\} \infty P3$	$\epsilon = \{\bar{3}01\} 3P\infty$
$k = \{410\} \infty P4$	$[o = \{103\} - \frac{1}{2}P\infty (?)]$
$t = \{710\} \infty P7$	$s = \{319\} - \frac{1}{2}P3 (?)$
$z = \{120\} \infty P2$	$[q = \{236\} - \frac{1}{2}P\frac{3}{2} (?)].$
$h = \{160\} \infty P6 (?)$	

Die Uebereinstimmung der gemessenen und der berechneten Werthe ergibt sich aus der folgenden Tabelle:

		Johnstrupit.		Mosandrit.	
		Berechnet:	Gemessen v. Brögger:	Gemessen v. D. Cloiz.:	Gem. v. Weibye:
(100):(110)	=	58° 19½'	58° 15½'	58° 37'	(55°)
(110):(110)	=	416 39	416 34	—	—
(100):(210)	=	*39 4	*39 4	39°—39° 20'	—
(210):(210)	=	78 2	—	—	—
(100):(520)	=	32 57	33 2	—	—
(100):(310)	=	28 22½	28 43	—	—
(100):(410)	=	22 3½	22 49	22° 50'	—
(100):(710)	=	43 2	43 0 ca.	43°—43° 40'	—
(100):(120)	=	72 54	73 0 ca.	—	—
(100):(160)	=	84 7½	—	ca. 83° 0'	—
(100):(104)	=	48 45	48 0 ca.	—	—
(100):(107)	=	54 54½	—	—	—
(100):(204)	=	*29 27½	*29 27½	—	—
(100):(207)	=	*34 4	*34 4	—	—
(100):(304)	=	24 45½	24 0 ca.	—	—
(100):(307)	=	22 6	22 0 ca.	—	—
(100):(103)	=	74 33	—	—	72
(100):(349)	=	74 49½	72 42½	—	—
(349):(440)	=	68 55½	70 26	—	—
(236):(236)	=	75 30	—	—	(70)

Einen sicher bestimmbar Unterschied der Winkel der Prismenzone konnte ich bei dem Mosandrit und dem Johnstrupit nicht beobachten.

Die von Weibye beschriebenen Krystalle (Taf. IV Fig. 2) waren nach seiner Beschreibung prismatisch mit den Flächen von {100}, {040}, {110}, {103} und ausserdem mit einem Prisma, welches mit dem Orthopinakoid den Winkel ca. 50° bilden sollte, was, wenn die bekannte Ungenauigkeit der Weibye'schen Messungen berücksichtigt wird, vielleicht auf ein Prisma {320} ∞ $P\frac{1}{2}$ bezogen werden kann, sowie endlich mit einer Pyramide, welche, von dem Doma {103} gerade abgestumpft, einen Polkantenwinkel von ca. 70° bilden sollte. Ich habe diese sehr zweifelhafte Pyramide aufgeführt als {236}— $\frac{1}{2}P\frac{1}{2}$, d. h. mit dem von Weibye beobachteten Orthodoma {103} $\frac{1}{2}P\infty$ und der von mir beobachteten Pyramide {349}— $\frac{1}{2}P3$ (?) in einer Zone gelegen; da Weibye's Messungen immer mit Misstrauen benutzt werden müssen, würde die geringe Uebereinstimmung des gemessenen und berechneten Winkels der genannten Pyramide kein Hinderniss für die Möglichkeit der angenommenen Lage sein *). — Dass jedoch die

*) Als Beispiel seiner Ungenauigkeit darf angeführt werden, dass er in derselben Abhandlung, in welcher auch die Mosandritkrystalle erwähnt sind, für den Zirkon folgende Messungen angiebt: $P : P = (111):(111) = 60^\circ$ (statt $56^\circ 40\frac{1}{2}'$), $P : \infty P = (111):(110)$

von Weibye beschriebenen Krystalle wirklich Mosandritkrystalle mit Endflächen gewesen sind, scheint seiner Beschreibung und seiner Erwähnung des Vorkommens nach doch nicht unwahrscheinlich; an Låvenit oder andere Mineralien ist der Prismenzone wegen nicht zu denken, wenn Weibye nicht vielleicht die Prismenzone der Mosandritkrystalle mit Endflächen von Låvenit (∞P und $0P$) combinirt haben sollte.

Die gewöhnlichen Krystalle des Mosandrit, wie auch des Johnstrupit, sind bekanntlich linealförmig ausgezogen parallel zum Orthopinakoid und zur Verticalaxe; alle Flächen der Prismenzone sind in der Regel stark längsgestreift, so dass die Messungen gewöhnlich nur schlechte Resultate geben; die angeführten Messungen der Prismenzone sind aus einer grossen Anzahl ausgesuchter Krystalle von Mosandrit (ohne Endflächen) ausgewählt. An derartigen Krystallen ohne Endflächen hatte Des Cloizeaux schon die Formen $\{100\}$, $\{010\}$, $\{110\}$, $\{210\}$, $\{310\}$, $\{410\}$, $\{710\}$ und $\{160\}$ angegeben; die Prismen $\{520\}$ und $\{120\}$ wurden von mir neu beobachtet (Taf. III Fig. 3 u. 4).

Unter den von mir beobachteten Endflächen des Johnstrupit (Taf. III Fig. 7 u. 8) wurden $\{201\}$, $\{20\bar{1}\}$, $\{301\}$ und $\{30\bar{1}\}$ an zwei ganz kleinen Kryställchen mittels des Reflexionsgoniometers gemessen, $\{101\}$ nur an einem Krystall mit den Anlegegoniometer; an demselben kam wahrscheinlich auch $\{10\bar{1}\}$, obwohl zu rau um gemessen zu werden, vor. Endlich trat auch an einem grösseren Krystall eine Pyramidenfläche auf, wahrscheinlich $\{319\} - \frac{1}{2}P3$, an einer Ecke des sonst zerbrochenen Endes. Diese Fläche selbst war gut messbar, die angrenzenden Flächen von $\{100\} \infty P\infty$ und $\{410\} \infty P4$ dagegen weniger scharf, was die minder gute Uebereinstimmung der berechneten und gemessenen Werthe erklären dürfte.

In der Prismenzone der linealförmigen Mosandritkrystalle, welche auf Låven oft eine Länge von mehreren Decimeter erreichen, herrscht gewöhnlich ausser dem Orthopinakoid das Prisma $\infty P2$ vor; die übrigen Prismen bilden in der Regel eine Reihe von stark gestreiften Abstumpfungen; dieselben Prismen, welche am Mosandrit auftreten, kommen auch an den ebenfalls linealartigen und gestreiften Krystallen des Johnstrupit vor.

Die Spaltbarkeit ist bei beiden Mineralien nicht unvollkommen nach $\{100\} \infty P\infty$. Weibye giebt ausserdem auch eine Theilbarkeit nach seiner Fläche o ($-\frac{1}{2}P\infty$) und spurenweise nach seiner Fläche p an; ich habe diese Spaltbarkeitsrichtungen niemals beobachtet.

Was die optischen Verhältnisse des Mosandrit betrifft, so hatte Des Cloizeaux das Mineral als rhombisch angesehen und meinte damit über-

= 30° (statt $47^\circ 50'$, indem er $2P$ als P genommen hat; $2P : \infty P$ ist nämlich = $28^\circ 54'$) etc. Seine Messungen wurden immer in ganzen Graden angeführt und sind kaum auf 4 bis 5° genau.

einstimmend in drei senkrechten Schnitten nach $\infty P\infty$, $\infty R\infty$ und senkrecht auf diese beiden Flächen parallele Auslöschung zu finden. Dies ist jedoch nicht richtig; in Dünnschliffen parallel zu $\{010\}\infty R\infty$ sieht man sehr deutlich sowohl bei dem Mosandrit als bei dem Johnstrupit eine hervortretende Zwillingsstreifung nach dem Gesetz: Zwillingssebene das Orthopinakoid. In den Zwillingslamellen ist bei beiden Mineralien die Auslöschung nach jeder Seite ca. $2\frac{1}{4}^{\circ}$ *, zwischen zwei entgegengesetzt orientirten Lamellen also $4\frac{1}{2}^{\circ}$, was in Verbindung mit der parallelen Auslöschung in Schliffen nach $\infty P\infty$ übereinstimmend mit den krystallographischen Beobachtungen das monosymmetrische Krystallsystem beweist.

Die Ebene der optischen Axen ist parallel zur Symmetrieebene; die stumpfe Bisectrix bildet mit der Verticalaxe ca. $2\frac{1}{4}^{\circ}$, ob im spitzen oder stumpfen Winkel β austretend, konnte ich wegen Mangel an Material nicht entscheiden. Die spitze Bisectrix ist also nahezu senkrecht auf dem Orthopinakoid und nach meinen Präparaten optisch positiv (nicht wie Des Cloizeaux angiebt, optisch negativ). In Platten aus dem sehr frischen Johnstrupit von Barkevik gelang es, trotz der grossen Schwierigkeiten, zugleich hinreichend sprüngefreie Präparate aus der sehr spröden Substanz zu erhalten, die Axenwinkel in Oel zu messen:

	Li	Na	Tl
$2H_a$	$79^{\circ} 5\frac{1}{2}'$	$77^{\circ} 42'$	$75^{\circ} 59\frac{1}{2}'$
$2H_o$	$125 40$	$127 40$	$131 11$
$2V_a$	$71 10\frac{1}{2}$	$69 54$	$68 20$
$2E$		$124^{\circ} 40'$	
β		$1,546$	

Die Dispersion für die optischen Axen ist also sehr bedeutend, $\rho > \nu$; die Axenbilder zeigen deshalb im weissen Lichte nur gefärbte Hyperbeln mit breiten blauen Säumen an der Aussenseite der Hyperbel beider Axen. Das Interferenzbild sieht vollständig rhombisch aus; die geneigte Dispersion ist auch sehr unbedeutend, indem die Lage der Bisectrices für Roth und Grün nur um $0^{\circ} 13'$ verschieden gefunden wurde.

Was die oben angegebene Bestimmung von β betrifft, so kann dieselbe nicht genau sein, da die Beschaffenheit der Platten keine präzise Bestimmung des scheinbaren Axenwinkels in Luft erlaubte; die Lichtbrechung ist jedoch jedenfalls nicht sehr gross, und auch die Doppelbrechung ist nur von mittlerer Grösse, indem die Interferenzfarben in Dünnschliffen nicht sehr lebhaft sind. Der Pleochroismus ist äusserst schwach, in Dünnschliffen kaum bemerkbar, $c > b > a$, mit blassgelben Farben an dem frischen Mineral; die parallel c schwingenden Strahlen hell grünlichgelb, $\parallel b$ hell bräunlichgelb, $\parallel a$ sehr hellgelb.

*) Bisweilen etwas mehr, bis ca. 3° .

Die Körperfarbe des Mosandrit ist gewöhnlich, wenn derselbe frisch ist, tief röthlichbraun, die des angegriffenen Minerals gelblich oder bisweilen grünlichgelb. Strich blassgelb (Låven). Der Johnstrupit ist in frischem Zustande bräunlichgrün, mit gelblichgrünem Strich (Barkevik); wenn zersetzt, ist derselbe wie der Mosandrit gewöhnlich gelblich gefärbt. Auf $\infty\rho\infty$ Glasglanz, auf Bruchflächen harz- oder fettartiger Glanz.

Der Mosandrit ist selten frisch und unzersetzt. In der Regel ist er einer mehr oder weniger tiefgreifenden Zersetzung unterworfen, welche das Mineral trübe gemacht und am Ende nichts von der ursprünglichen Substanz übrig gelassen hat. Während der vollkommen frische Mosandrit sich im Dünnschliff durch ganz helle blassgelbe Farbe auszeichnet, giebt sich die anfangende Umwandlung, wie es scheint, durch eine mehr und mehr um sich greifende, tiefer bräunliche Farbe kund, deren Auftreten mit geringerer Durchsichtigkeit der Substanz verbunden ist. Bei weiterer Zersetzung sind auf zahlreichen feinen Spalten flockige, tiefbraune Zersetzungsproducte (Oxydhydrate von Ceritoxiden?) ausgeschieden und haben die ganze Masse, welche wie mehlig opak aussieht, durchdrungen und getrübt.

In einem Dünnschliff ganz umgewandelten Materials ist von dem ursprünglichen Mosandrit nichts mehr übrig; die ganze Masse des Dünnschliffs zeigt sich von Flussspath erfüllt, theils auf Spalten, theils als grössere und kleinere Körner reichlich in der Masse selbst vertheilt, bald von tief vio-blauer Farbe, bald vollkommen farblos. Diese Flussspathkörnerchen liegen zerstreut in der oben erwähnten braunen, von Oxydhydraten durchdrungenen, theils scheinbar amorphen, theils aus mehligten Körnchen oder filzigen, schwach doppeltbrechenden Fasern bestehenden Grundmasse; ausser Flussspath ist in geringer Menge auch Kalkspath ausgeschieden und ausserdem recht reichlich Aegirin gebildet, hier deutlich als ein secundäres Mineral, gleichzeitig mit dem Flussspath auskrystallisirt. Sowohl der Aegirin als auch der Flussspath und der Kalkspath sind häufig, namentlich an Spalten, nach der orthopinakoidalen Spaltbarkeit angeordnet.

Dieser ganze Umwandlungsprocess ist wahrscheinlich keine eigentliche Verwitterung, sondern gehört einer späteren Epoche der Gangbildung selbst an, bei welcher, wie die reichliche Flussspathbildung zeigt, sich vielleicht die Einwirkung von Fluorverbindungen als Gase oder Lösungen geltend gemacht hat. Wahrscheinlich hat bei der Flussspathbildung eben der reichliche Kalkgehalt und der Fluorgehalt des Mosandrit selbst auch an Ort und Stelle die Bestandtheile zur Bildung des Flussspath abgegeben.

Durch das eigenthümlich zellige Aussehen, welches die zahlreichen Flussspathkörner den Dünnschliffen verleihen, gewinnen dieselben grosse Aehnlichkeit mit Dünnschliffen von zersetztem Låvenit, welche auf ganz entsprechende Weise von Flussspath erfüllt sind und einer analogen Umwandlung unterworfen waren.

Chemische Zusammensetzung des Mosandrit und des Johnstrupit.

Schon Berlin hatte ziemlich genau die chemischen Eigenthümlichkeiten des Mosandrit untersucht; da seine Analysen aber in einer Zeit ausgeführt waren, als die Formel der Oxyde von Ce, Y etc. noch nicht festgestellt war, schien mir eine neue Untersuchung sehr wünschenswerth, um so mehr, weil ich vermuthen durfte, dass Berlin kaum hinreichend frisches Mosandrit-Material, welches sich nur schwierig beschaffen lässt, analysirt hatte. Durch jahrelange Bemühungen war es mir gelungen, ein hinreichendes Material von echtem Mosandrit aus Låven (spec. Gew. = 3,00) in vollkommen frischen, braun durchsichtigen Splittern zu schaffen; dasselbe wurde mittels der Thoulet'schen Lösung sorgfältig gereinigt und gütigst von Herrn H. Bäckström analysirt.

Im Kolben erhitzt giebt das Mineral reichlich Wasser ab. Vor dem Löthrohr schmilzt es ziemlich leicht und bläht sich dabei zu einer bräunlichgrünen oder weisslichen Perle auf. Mit Phosphorsalz die gewöhnliche Titansäurereaction etc.

Der Mosandrit löst sich unter Auscheidung von SiO_2 in Salzsäure zu einer dunkelrothen Lösung, welche beim Erhitzen Chlor abgiebt und gelblich wird.

Unter I. ist das Mittel der 3 (4) Analysen Berlin's, unter II. die Analyse Bäckström's angeführt.

	I.	II.	Quotientenzahlen:
SiO_2	29,93	30,71 *)	0,5012
TiO_2	9,90	5,33	0,0666
ZrO_2	—	7,43	0,0691
ThO_2	—	0,34	0,0011
CeO_2	26,56	6,34	0,0364
$\text{Ce}(\text{La}, \text{Di})_2\text{O}_3$		10,45	0,0315
Y_2O_3		3,52	0,0156
Fe_2O_3	1,83	0,56	0,0034
MnO		0,45	0,0065
CaO	19,07	22,53	0,4030
MgO	0,75	0,63	0,0158
Na_2O	2,87	2,44	0,0395
K_2O	0,52	0,38	0,0040
H_2O	8,90	7,70	0,4277
F	—	2,06	0,4078
	400,33	400,87	
		O —0,86	
		400,01	

*) Als Verlust der Analyse; eine weniger zuverlässige directe Bestimmung gab 29,64.

Der Unterschied der Analyse Bäckström's gegenüber der älteren Analyse von Berlin besteht, wie man sieht, wesentlich in der genaueren Bestimmung der Oxydationsgrade der Ceritoxyde, in der Entdeckung der ZrO_2 und des Fluors.

Die chemische Zusammensetzung des Johnstrupit wurde ebenfalls gütigst durch Herrn H. Bäckström untersucht; die vollkommen frische Substanz war mittels der Thoulet'schen Lösung, in welcher der schwerste reine Johnstrupit kaum mehr schwebt, und mittels Electromagneten sorgfältig gereinigt. Spec. Gew. des Analysenmaterials (in Benzol bestimmt) = 3,29. Die Analyse Bäckström's gab:

		Quotientenzahlen:
SiO_2	30,50	0,5048
TiO_2	7,57	0,0946
ZrO_2	2,84	0,0233
ThO_2	0,79	0,0029
CeO_2	0,80	0,0046
$Ce(La,Di)_2O_3$	12,71	0,0380
Y_2O_3	1,11	0,0049
Al_2O_3	1,52	0,0148
Fe_2O_3	0,50	0,0031
MnO	Spur	—
CaO	27,76	0,4966
MgO	1,63	0,0408
Na_2O	6,67	0,1076
K_2O	0,12	0,0013
H_2O	4,41	0,0783
Fl	5,98	0,3131
<hr/>		
101,91		
O	— 2,50	
<hr/>		
99,41		

Die beiden Mineralien zeigen, wie die Analysen ergeben, zwar viele Aehnlichkeit, andererseits aber auch erhebliche Unterschiede. Offenbar ersetzen einander (HO) und F theilweise; ferner ist es wahrscheinlich, dass in dem Johnstrupit die geringere Menge der Oxyde $R_2O_2^{IV}$ durch eine grössere Menge von $R_2O_3^{in}$ ersetzt sei. Diese beiden Schlussfolgerungen aus dem Vergleiche der Analysen scheinen in erster Linie der Berechnung zu Grunde gelegt werden zu müssen.

Die geometrische Aehnlichkeit mit den Mineralien der Epidotfamilie macht es höchst wahrscheinlich, dass die chemische Constitution beider Mineralien mit denen dieser Familie Analogien darbieten müsse. Der Epidot kann als ein Orthosilicat aufgefasst werden, in dessen Zusammensetzung eine

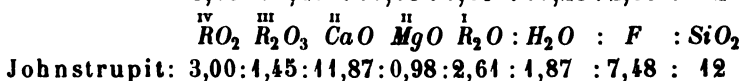
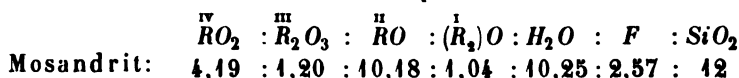
zweiwerthige Gruppe $(HO)\overset{III}{R}$ eingeht*), so dass die Formel geschrieben werden kann: $[(HO)\overset{III}{R}]\overset{III}{R}_2\overset{II}{R}_2[SiO_4]_3$ (oder ein Multiplum davon).

Die Analysen des Mosandrit und des Johnstrupit lassen sich nun auf eine Epidotformel berechnen unter der Annahme, dass in dem ersten eine achtwerthige Gruppe $\left[\overset{F_2}{(HO)_6}\overset{IV}{R}_4\right]$, in dem zweiten eine damit gleichwerthige

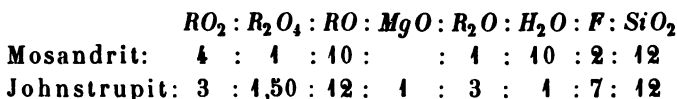
Gruppe $\left[\overset{F}{F_6}\overset{III}{R}_3\overset{IV}{R}\right]$ vorhanden ist. Die erste dieser Gruppen besteht also aus

$3[(HO)_2\overset{IV}{R}] + [F_2\overset{IV}{R}]$, die zweite aus $3[F_2\overset{IV}{R}] + [F\overset{III}{R}]$. Jede Gruppe besteht somit aus zweiwerthigen Verbindungen, welche mit der erwähnten zweiwerthigen Verbindung $[(HO)\overset{III}{R}]$ der Epidotgruppe gleichwerthig sind.

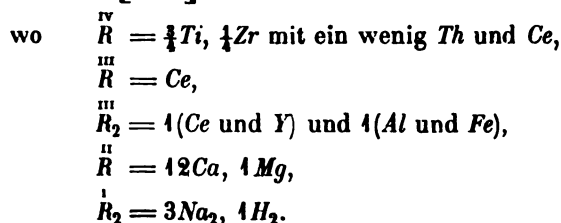
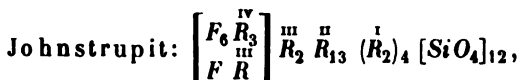
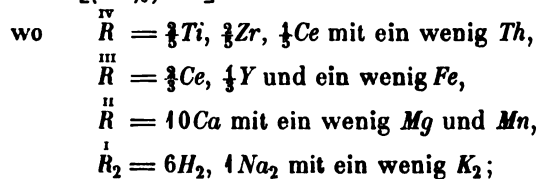
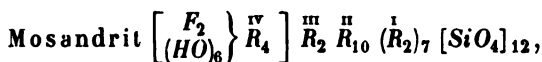
In dem Mosandrit und dem Johnstrupit verhalten sich nun:



Werden diese Proportionen aufgefasst als:



so erhält man für die beiden Mineralien folgende Formeln:



*) Oder ein Multiplum davon, vielleicht eine achtwerthige Gruppe $[(HO)\overset{III}{R}]_4$.

Nach diesen Formeln habe ich zum Vergleich mit den gefundenen Zahlen der Analysen folgende Procentzahlen berechnet:

	Mosandrit.		Johnstrupit.	
	Berechnet:	Gefunden:	Berechnet:	Gefunden:
SiO_2	34,69	30,74	29,89	30,50
TiO_2	5,41	5,33	7,64	7,57
ZrO_2	8,64	{ 7,43	3,85	{ 2,84
ThO_2	—	{ 0,34	—	{ 0,79
CeO_2	6,49	6,34	—	{ 0,80
Ce_2O_3	9,72	10,45	11,41	{ 12,71
Y_2O_3	3,32	{ 3,52	—	{ 4,41
Fe_2O_3	—	{ 0,56	—	{ 0,50
Al_2O_3	—	—	2,15	{ 1,52
CuO	24,63	{ 22,53	28,50	27,76
MnO	—	{ 0,45	—	—
MgO	—	{ 0,63	4,69	4,63
Na_2O	2,42	{ 2,44	7,89	{ 6,67
K_2O	—	{ 0,33	—	{ 0,42
H_2O	7,03	7,70	0,97	1,44
F	1,67	2,06	5,68	5,98
	<hr/> 400,69		<hr/> 402,37	
O	— 0,69		2,37	
	<hr/> 400,00		<hr/> 400,00	

Die Uebereinstimmung der berechneten und beobachteten Zusammensetzung ist, wie man sieht, wenn die Schwierigkeiten der Analysen berücksichtigt werden, befriedigend.

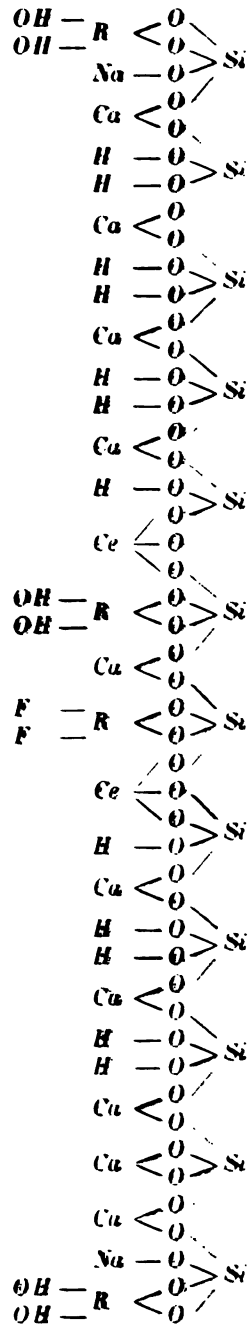
Ueber die nähere Constitution der beiden Mineralien Mosandrit und Johnstrupit eine sichere Vorstellung zu geben, ist bei unseren jetzigen Kenntnissen nicht thunlich; die folgenden Constitutionsformeln sollen deshalb nur zum Zweck des näheren Vergleichs der beiden Mineralien angeführt werden, selbstverständlich also ohne Anspruch darauf, die wirkliche Constitution anzugeben (s. S. 84).

Die Verschiedenheit der beiden Mineralien ist, wie man aus dieser Zusammenstellung sieht, hinreichend gross, um zur Trennung derselben als gesonderter Species zu berechnen; der Johnstrupit ist auffallender Weise chemisch näher mit dem Rinkit als mit dem Mosandrit verwandt, von dem Rinkit aber durch die Lage der optischen Axenebene leicht zu unterscheiden.

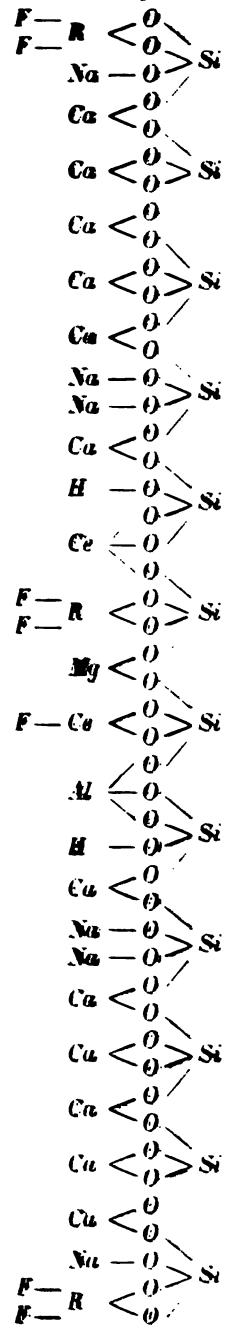
Ueber die Ausführung seiner Analysen hat Herr H. Bäckström folgende Bemerkungen mitgetheilt.

»Die Mineralien lösen sich äusserst leicht in verdünnter Salzsäure; um

Mosandrit:



Johannstrupit:



aber für die Bestimmung der Basen sowohl SiO_2 als F zu entfernen, wurde doch das Mineralpulver mit Schwefelsäure und Flusssäure aufgeschlossen. Das dadurch erhaltene Gemenge von Sulfaten wurde in Wasser und Salzsäure gelöst, wonach die Lösung halbwarm mit Ammoniak gefällt wurde (nach Zusatz von einigen Tropfen Wasserstoffsuperoxyd, um auch den kleinen Mangangehalt vollständig ausgefällt zu erhalten). Im Filtrate von dieser Fällung wurde Kalk, Magnesia und Alkalien nach gewöhnlichen analytischen Methoden bestimmt; die Fällung selbst wurde in einer möglichst kleinen Quantität verdünnter Salzsäure gelöst, worauf die Erden mit Oxalsäure gefällt wurden. Nach 24 Stunden wurde die Fällung abfiltrirt, sie wurde gegläht, gewogen und wieder gelöst; die so erhaltene Lösung wurde mit Natriumcarbonat neutralisirt und mit Natriumhyposulfit gekocht zur Ausfällung der Thorerde und der kleinen Quantitäten von Titansäure und Zirkonerde, welche zusammen mit den seltenen Erden gefällt waren. Der Niederschlag wurde gewogen und wieder gelöst; in der Lösung wurde zuerst Titansäure colorimetrisch bestimmt, wonach die Thorerde mit Oxalsäure gefällt wurde; der Rückstand wurde als Zirkonerde angesehen. Im Filtrate von der Natriumhyposulfitfällung wurden nach passender Concentration die Ceritoxyde und die Yttererden mit Kaliumsulfat getrennt. Im Filtrate von der Oxalsäurefällung wurde nach Zusatz von Weinsäure Fe und Mn mit Schwefelammonium gefällt, wonach im Filtrate, nach dem Wegtreiben der Weinsäure, die Thonerde mittels Natronlauge von Titansäure und Zirkonerde getrennt wurde. Um diese beiden Oxyde zu trennen, wurde folgende Methode gebraucht: Der ausschliesslich Titan und Zirkonium enthaltenden Lösung wurde Wasserstoffsuperoxyd im Ueberschuss zugesetzt, wonach ihre von TiO_2 herrührende Farbe mit einer in Concentration und Volumen ungefähr gleichen, eben mit Wasserstoffsuperoxyd versetzten Lösung von reiner TiO_2 , in einem Becherglase von gleicher Grösse und Form wie für die andere Lösung, verglichen wurde. Die eine Lösung wurde verdünnt, bis die Farbe in beiden Bechern gleich wurde, das Volumen der beiden Lösungen gemessen und beide, nach Neutralisation mit Ammoniak, durch Kochen mit Ammoniumacetat gefällt. Aus der Titansäurelösung erhielt man dann nach Reduction auf dasselbe Volumen, wie das der Analysenlösung, den Gehalt an TiO_2 , aus der Analysenlösung die Summe von TiO_2 und ZrO_2 .«

»Für die Bestimmung von Fluor und Kieselsäure wurde die gewöhnliche Berzelius-Rose'sche Methode angewandt; sie hat mir jedoch immer einen zu niedrigen SiO_2 -Gehalt ergeben.«

»Für die Bestimmung des Wassergehaltes wurde die Methode von Jannasch (Ber. d. d. chem. Gesellsch. 1889) angewandt; dieselbe setzt jedoch eine Correction für den ganz bedeutenden, allerdings wahrscheinlich

ziemlich constanten Fehler, welcher durch die Anwendung des sehr stark hygroskopischen Bleichromates resultirt, voraus.«

»Um schliesslich die Oxydationsgrade des Cer zu bestimmen, wurde das Mineral in verdünnter Schwefelsäure in Gegenwart von Ammonium-eisensulfat, in einer Kohlensäureatmosphäre, gelöst, wonach die Menge von nicht oxydirtem Ammoniumeisensulfat durch Titriren mit Chamäleonlösung bestimmt wurde.«

Vorkommen des Mosandrit und des Johnstrupit.

Der Mosandrit wurde zuerst auf der kleinen Insel Låven, südlich von Stokö entdeckt und findet sich auch hier in stellenweise ganz reichlicher Menge in einzelnen Partien der grossen Gangmasse dieser Insel. Auch auf der gegenüberliegenden Spitze der grösseren Insel Stokö selbst, welche ursprünglich mit der Gangmasse von Låven zusammengehört haben muss, findet sich der Mosandrit, hier aber viel spärlicher. An den naheliegenden Inseln findet man ihn hier und da, ausserhalb Låvens jedoch überall nur als Seltenheit. Etwas häufiger findet man echten Mosandrit in geringer Menge auch auf mehreren Gängen der Scheeren bei Barkevik.

Das einzige bis jetzt bekannte Vorkommen des Johnstrupit fand sich ebenfalls auf einem der vielen Scheeren in der Nähe von Barkevik und wurde hier in ganz frischen Stücken gesammelt. Diese Stufen hatten eine gewisse Aehnlichkeit mit Cappelenitstufen und sind auch im Mineralienhandel als Cappelenit verkauft worden; Alles, was im Handel als Cappelenit verkauft ist, gehört aber nicht dem Cappelenit, sondern theils dem Johnstrupit, theils auch noch anderen Mineralien an. Das Vorkommen des Johnstrupit, wie so häufig ein ganz kleiner Gang, ist schon vollständig ausgebeutet, und das Mineral muss zu den seltensten Mineralien unserer Gänge gerechnet werden.

Sowohl der Mosandrit als der Johnstrupit haben deshalb eine ganz beschränkte Verbreitung; auf den Gängen bei Fredriksvärn oder Laurvik dürften dieselben kaum vorkommen, und nur an einer einzigen Localität, Låven, bildet der eine derselben, der Mosandrit, stellenweise einen wesentlichen Gangbestandtheil. Seine oft 2—5 dm langen, selten bis 4 cm dicken linealförmigen (s. Fig. 3 u. 4, Taf. III) Krystalle setzen hier stellenweise in grosser Menge kreuz und quer durch die Gangmasse, welche an diesen Stellen ausserdem hauptsächlich aus Feldspath, schwarzem Glimmer, Aegirin und rothem Eläolith besteht. Der Mosandrit hat augenscheinlich recht früh zu krystallisiren angefangen, aber seine Krystallisation hat sich auch während der Bildung der übrigen Hauptmineralien theilweise noch fortgesetzt, denn seine langen Lineale durchsetzen einerseits die übrigen genannten Mineralien, namentlich den Feldspath und den Eläolith, andererseits sind sie oft in ihrer Krystallisation von diesen Mineralien deutlich gehindert gewesen, indem z. B. die Endflächen fast regelmässig zu fehlen scheinen.

Die langen Mosandritlineale verjüngen sich nämlich in der Regel nach den Enden hin und sind hier oft ganz rauh, was auf die mit jenen Mineralien gleichzeitige Ausbildung der Krystallenden deutet. Die Krystallisation des Mosandrit, welche früher als die der genannten Hauptgangminerale anging, indem die langen Mosandritkrystalle als Radien von gemeinsamen Centren in der Gangmasse ausstrahlten, hat sich also noch fortgesetzt, nachdem schon die übrigen Gangminerale auszukrystallisiren angingen. Dass bei seiner Bildung eine Umsetzung von Fluorverbindungen stattgefunden haben muss, scheint deshalb wahrscheinlich, weil er sehr häufig auch mit primär oder sehr früh gebildetem Flussspath verwachsen ist, welcher nicht mit dem bei seiner Zersetzung gebildeten verwechselt werden darf. Dieser primäre Flussspath findet sich auch mit dem Johnstrupit zusammen; er zeigt hier seinen ursprünglichen Charakter dadurch, dass er bisweilen gegen die übrigen Gangminerale gut krystallisirt ist; zwischen den Johnstrupitkrystallen bildet er feine lamellare Spaltenausfüllungen; gegen diesen Flussspath findet man dann auch bisweilen kleine Johnstrupit tafeln, an die grossen angewachsen, mit messbaren Endflächen.

Recht bemerkenswerth ist es, dass der Mosandrit, welcher doch auf Låven so reichlich auftritt, selbst hier nur auf einem ganz begrenzten Gebiete der Gangmasse vertreten ist, während die Hauptmasse des Ganges keinen oder nur wenig Mosandrit führt. Die langen Mosandritlineale sind sehr häufig gekrümmt, gebogen, geknickt und wieder durch andere primäre Gangminerale, namentlich Feldspath und Eläolith, verkittet, ein Beweis dafür, dass die Gangmasse während der Krystallisation in Bewegung gewesen ist.

Die Krystalle des Mosandrit von Låven sind gewöhnlich stark zersetzt; wenn frisch, sind sie braun. Die Stufen des Johnstrupit zeigen ausser diesem Mineral noch Wöhlerit, Rosenbuschit, Eukolith, Prismen von grünem Apatit etc., violblauen Flussspath, schwarzen Glimmer, Aegirin, Eläolith, Sodalith, Feldspathe und Zeolithe. Die linealförmigen Krystalle des Johnstrupit sind nach dem Rosenbuschit gebildet, denn die Nadeln des Rosenbuschit durchspiesen die Johnstrupit tafeln.

Ueber die Verwandtschaft des Johnstrupit, des Mosandrit und des Rinkit mit den Mineralien der Epidotgruppe.

Der Johnstrupit und der Mosandrit sind mit einander und mit dem Rinkit homöomorph.

In geometrischer Beziehung stimmen der Johnstrupit und der Rinkit recht nahe überein. Beide sind tafelartig oder linealartig nach dem Orthopinakoid und der Verticalaxe ausgezogen; die Hauptsplittbarkeit geht bei beiden nach dem Orthopinakoid, welches auch bei beiden als Zwillingss-

ebene fungirt. Die gestreifte Beschaffenheit der Flächen der Verticalzone ist bei beiden Mineralien dieselbe und auch die auftretenden Prismen sind zum Theil die gleichen und zeigen nahe übereinstimmende Winkel, z. B.

	Johnstrupit:	Rinkit:
(400):(410) =	58° 49½'	57° 29'
(400):(420) =	72 54	72 20

Die Endflächen des Rinkit stimmen ungefähr mit den Orthodomen $+\frac{1}{3}P\infty$ und $-\frac{1}{3}P\infty$ des Johnstrupit überein, bei dem jedoch derartige niedrige Orthodomen nicht gemessen werden konnten, obwohl sie gewiss nicht fehlen.

	Johnstrupit:	Rinkit:
(400):(405) =	77° 34'	—
(400):(404) =	—	78° 47'
(400):(405) =	83 29½	—
(400):(404) =	—	80 38

Wenn die Domen des Rinkit zum Vergleich mit dem Johnstrupit als $\pm\frac{1}{3}P\infty$ angesehen werden, erhalten wir folgende Axenverhältnisse:

$$\text{Johnstrupit } a:b:c = 4,6229:1:4,3594$$

$$\beta = 86^\circ 55\frac{1}{2}'$$

$$\text{Rinkit } a:b:c = 4,5688:1:4,4609$$

$$\beta = 88^\circ 47\frac{1}{2}'$$

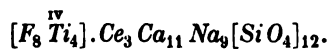
Es muss bemerkt werden, dass auch die Rinkitkrystalle keine genauen Messungen erlaubten.

In den optischen Eigenschaften stimmen die beiden Mineralien wieder in mancher Beziehung recht genau überein. Die spitze Bisectrix liegt auch bei dem Rinkit in der Symmetrieebene und fast senkrecht auf dem Orthopinakoid, so dass die Auslöschung in Dünnschliffen nach der Symmetrieebene nur ca. $7\frac{1}{2}^\circ$ ist. Auch zeigen solche Schliffe ganz wie beim Johnstrupit und beim Mosandrit eine feine Zwillingsstreifung nach dem Gesetz: Zwillingsebene das Orthopinakoid, ferner sind beide Mineralien optisch positiv, haben ungefähr gleiche Grösse der Axenwinkel (jedoch etwas kleiner beim Rinkit), sind im Dünnschliffe ähnlich gefärbt, von ähnlicher Stärke der Doppelbrechung und Lichtbrechung und beide äusserst schwach pleochroitisch. Dagegen bildet es zwischen den beiden Mineralien Johnstrupit und Mosandrit einerseits und dem Rinkit andererseits einen sehr charakteristischen Unterschied, dass die optische Axenebene beim Rinkit nicht wie beim Johnstrupit und beim Mosandrit parallel, sondern senkrecht zur Symmetrieebene ist. Die Körperfarbe des Rinkit ist charakteristisch gelbbraun bis gelb, bei der Zersetzung strohgelb.

Rechtauffallend ist es, dass der Rinkit nach Steenstrup's Bestimmung

ein spec. Gew. von 3,46 haben soll, während der Mosandrit nur 3,00 (Br.), der Johnstrupit etwas mehr als 3,49 (Br.), bis 3,29 (Bäckström) erreicht. Ich fand die angegebenen Zahlen durch Bestimmung mittelst der Thoulet'schen Lösung, in welcher der Johnstrupit eben nur noch schwebt. Erdmann fand für den Mosandrit 2,93—2,98, Berlin 3,02—3,03. Die Härte ist bei allen ungefähr = 5.

In chemischer Beziehung ist der Rinkit gewiss nahe verwandt mit den beiden norwegischen Mineralien Mosandrit und Johnstrupit; da aber die Analyse Lorenzen's von dem Rinkit nicht hinreichend vollständig ist (der Oxydationsgrad der Ceritoxyde ist nicht sicher bestimmt etc.), lässt sich ein ganz genauer Vergleich in chemischer Beziehung nicht durchführen. Nach der Analyse Lorenzen's zu schliessen wäre der Rinkit am nächsten aufzufassen als



Der Rinkit, der Johnstrupit und der Mosandrit sind demnach homöomorphe Mineralien, welche einander sehr nahe stehen, ohne jedoch identisch zu sein. Ganz interessant ist es, dass ebenso wie es mit Eudialyt und dem Eukolit, dem Steenstrupin und dem Melanocerit der Fall ist, auch hier nahe verwandte, aber nicht identische Species vorliegen, von welchen in allen drei Fällen die einen nur bei Kangerdluarsuk in Grönland, die anderen nur am Langesundfjord in Norwegen bekannt sind.

Das genauere Studium des Johnstrupit, des Mosandrit und des nahe verwandten Rinkit zeigt, dass diese Mineralien alle unzweifelhaft der Epidotfamilie angehören; sowohl die chemische Zusammensetzung, als die geometrischen und physikalischen Verhältnisse beweisen die Richtigkeit dieser Auffassung. In geometrischer Beziehung lässt sich die Verwandtschaft zwischen den drei Haupttypen der Epidotfamilie: dem rhombischen Zoisit, dem monosymmetrischen Epidot (mit dem der Manganepidot und der Orthit homöomorph sind) und dem monosymmetrischen Johnstrupit (mit welchem der Mosandrit und der Rinkit homöomorph sind) in der auf S. 90 angegebenen Weise veranschaulichen.

Diese Zusammenstellung scheint von Interesse. Was erstens den Vergleich zwischen den beiden Mineralien, dem Zoisit $H_2 Ca_4 Al_6 Si_6 O_{28}$ und dem Epidot, wesentlich $H_2 Ca_4 (Al, Fe)_6 Si_6 O_{28}$ betrifft, so sind diese beiden schon längst als chemisch isomorph erkannt. In geometrischer Beziehung fassten Tschermak *) und Groth ihrer gewöhnlichen Deutung gemäss dieselben als isodimorph auf. Auf Grundlage des von Tschermak gegebenen Vergleiches beider Mineralien bemerkt Groth darüber (Tabell. Uebersicht 2. Ausg. S. 89) Folgendes: »Was die Krystallformen der beiden im Ver-

*) G. Tschermak und L. Sipöcz, Sitzber. d. Wien. Akad. 1880, 82, 16—19 (Sep.-Abdr.). Ref. diese Zeitschr. 6, 200.

Zelle (Thall)	Knoten (von Mulsbachthal)			Johannsthal	
	Diff. v. d. Zelle	Mittelwerth	Diff. d. M.-W.	Diff. v. d. Zelle	Diff. d. Zelle
(024):(010) — 330 14'	(110):(100) — 330 0'			(101):(100) — 400 18'	— 0000'
(044):(010) — 33 44	(310):(100) — 33 33			(704):(100) — 34 34	— 3 34
(064):(010) — 33 54	(310):(100) — 33 54			(304):(100) — 30 37½	— 3 37½
				(304):(100) — 34 1	— 3 41
				(304):(100) — 34 13½	— 4 13½
				(304):(100) — 33 0	— 3 34
(140):(010) — 33 1	(303):(100) — 33 57	+ 0000'	— 0000'	(410):(100) — 33 34½	
(160):(010) — 33 30	(304):(100) — 33 54	+ 1 34	— 0 34½	(310):(100) — 33 33½	
(180):(010) — 33 38½	(305):(100) — 33 57	+ 3 0½	— 0 33½	(310):(100) — 30 1	
(140):(010) — 33 17	(305):(100) — 34 36	+ 0 10	— 0 34	(410):(100) — 33 10½	
(310):(010) — 73 30	(304):(100) — 34 30	+ 3 0	— 0 34½	(130):(100) — 73 34	
(100):(010) — 90 0	(305):(100) — 34 3	+ 3 37	— 0 37	(010):(100) — 90 0	
(110):(170) — 63 36	(004):(704) — 63 43			(410):(100) — 63 34	

*) Nicht als Kristallfläche beobachtet.

hältniss der Dimorphie zu einander stehenden Mineralien Zoisit und Epidot betrifft, so zeigen dieselben, wie gewöhnlich dimorphe Substanzen, eine grosse Aehnlichkeit ihrer wichtigsten Winkel: der Zoisit ist vorherrschend entwickelt nach einem Prisma von $63^{\circ}34'$, während die gewöhnlich herrschenden Querflächen $M\{001\}0P$ und $r\{\bar{1}01\}+P\infty$ des Epidot $63^{\circ}24'$ bilden; die aus $o\{111\}P$ und $u\{021\}2P\infty$ zusammengesetzte sechsflächige Endigung der Zoisitprismen besitzt nur wenig abweichende Winkel von der Combination der sechs häufigsten Endflächen des Epidot $o\{011, 0\bar{1}1\}P\infty$, $n\{\bar{1}11, 11\bar{1}\}+P$, $z\{110, \bar{1}10\}P\infty$.

Aus dieser Zusammenstellung erhellt schon, dass am monosymmetrischen Epidot die Flächen von $\{001\}$ und $\{\bar{1}01\}$ dem Prisma des rhombischen Zoisit entsprechen, ebenso dass die Flächen $(\bar{1}11)$ und $(11\bar{1})$ von der Grundpyramide und (011) und $(01\bar{1})$ des ersten Klinodomas des Epidot den vier oberen Pyramidenflächen (111) , $(1\bar{1}1)$, $(\bar{1}11)$ und $(\bar{1}\bar{1}1)$ des Zoisit entsprechen, und endlich die Flächen (110) und $(\bar{1}10)$ des Grundprismas des Epidot die Flächen (021) und $(0\bar{2}1)$ des Zoisit repräsentiren. Dass diese schon von Groth gegebene Zusammenstellung richtig ist, scheint nach allen wesentlichen geometrischen und physikalischen Eigenthümlichkeiten der beiden Mineralien höchst wahrscheinlich.

Zum Unterschiede von Groth fasse ich aber diese Uebereinstimmung nicht als durch eine Dimorphie, sondern durch eine Morphotropie bewirkt auf. Es ist die morphotropische Wirkung des Eintretens von einem Eisen-oxydsilicat anstatt des Thonerdesilicates des Zoisit, auf welche die geringere Symmetrie des Epidot zurückzuführen ist. Die nähere Betrachtung lehrt, dass wenn die oben angenommene Zusammenstellung berechtigt ist, das Orthopinakoid des Epidot dem Brachypinakoid des Zoisit entsprechen muss; dies wird ausserdem dadurch bestätigt, dass diese Fläche bei beiden Mineralien als die vorzüglichste Spaltungsfläche und als immer sehr hervortretend ausgebildete Krystallfläche eine herrschende Rolle spielt. Am Epidot liegen nun aber die dem Prisma des Zoisit entsprechenden Flächen $(\bar{1}01)$ und (001) nicht mehr symmetrisch zum Orthopinakoid; dem entsprechend müssen auch für jedes andere Prisma des Zoisit am Epidot zwei zum Orthopinakoid jederseits gelegene Flächen der Orthodomenzone vorhanden sein. Dies wird in der That auch auf eine glänzende Weise durch den näheren Vergleich beider Mineralien bestätigt; so entsprechen dem Prisma

(120)	des Zoisit die Orthodomen	(102)	und	(302)
(130)	- - - -	(101)	-	(201)
(140)	- - - -	(302)	-	(502)
(210)	- - - -	$(\bar{1}04)$	-	(304) etc.

Es sind, wie man sieht, eben die einfachsten Flächen der Orthodomenzone des Epidot, welche in der gleichwerthigen

Prismenzone des Zoisit durch entsprechende einfache Prismen repräsentirt werden.

Im Ganzen gestaltet sich das Resultat der morphotropischen Wirkung des Eisenoxydsilicates im Epidot im Verhältniss zum Zoisit so, als ob die Zoisitkrystalle plastisch gewesen wären und durch eine Drehung des Brachypinakoides gegen das Makropinakoid um die Zonenaxe der gestreiften Prismen bis zur Entstehung eines schiefen Winkels zwischen den beiden genannten Flächen auf solche Weise deformirt worden wären, dass sämtliche Flächen in der Richtung der Bewegung bei der Deformation sich um einen bestimmten Betrag aus ihrer symmetrischen Lage zum Brachypinakoid verschoben hätten. Dieser Vorgang ist durch die Figg. 5 und 6 auf Tafel III, welche eine Projection des Zoisit auf die Basis und eine solche des Epidot auf die Symmetrieebene neben einander darstellen, veranschaulicht. Aus der Tabelle, welche die Differenzen der Winkelwerthe der entsprechenden Flächen der Prismenzone des Zoisit zum Brachypinakoid und der Orthodomenzone des Epidot zum Orthopinakoid darstellt, geht mit grosser Wahrscheinlichkeit hervor, dass die Verschiebung der beiden Pinakoide gegen einander durch den Winkel $8^{\circ}57'$, die Differenz des Winkels $\{102\}:\{100\}$ von 90° , angegeben wird, dass, mit anderen Worten, die Fläche $i = \{102\} + \frac{1}{2}P\infty$ dem Makropinakoid des Zoisit entspricht.

Eine natürliche Vergleichung des Zoisit und des Epidot sollte demnach am besten die Zoisitkrystalle in liegender Stellung mit der c -Axe als b -Axe und mit der b -Axe als a -Axe aufstellen, ferner am Epidot anstatt der jetzt als Basis genommenen Fläche M die Fläche i als Basis nehmen, wodurch n eine negative, o die entsprechende positive Pyramide sein würde. Wenn also beim Zoisit das gewöhnliche Brachydoma $\{021\}2P\infty$ als verticales Grundprisma, das frühere Grundprisma $\{110\}oP$ dagegen als liegendes Makrodoma genommen wird, und wenn beim Epidot die Flächen von z wie bisher als Grundprisma, die Fläche r ($P\infty$) dagegen als negatives primäres Hemidoma und i als Basis genommen wird, so erhalten die beiden Mineralien folgende genau vergleichbaren Axenverhältnisse:

$$\text{Zoisit}^*) a':b':c' = 1,4406:1:0,8903; \alpha, \beta \text{ und } \gamma = 90^{\circ};$$

$$\text{Epidot } a':b':c' = 1,4458:1:0,9023; \alpha' \text{ und } \gamma' = 90^{\circ}, \beta' = 81^{\circ}3'.$$

Diese Axenverhältnisse entsprechen den wesentlichen Beziehungen der geometrischen und physikalischen Verhältnisse der beiden Mineralien; wenn oben die morphotropische Wirkung durch einen aus einem anderen Gebiete geholten Vergleich mit einem rein mechanischen Vorgange veranschaulicht wurde, ist dies natürlich nur figurlich zu fassen. Thatsächlich hat

*) Für den Zoisit sind hier wie oben meine Messungen am Thulit zu Grunde gelegt; dieselben weichen nur unbedeutend von den Tschermak'schen Messungen des echten Zoisit ab.

selbstverständlich keine derartige Deformation stattgefunden, sondern die beiden Formencomplexe mit den Axenverhältnissen, durch welche sie charakterisirt werden, sind das directe Resultat des verschiedenartigen Aufbaues der orientirten Zoisitmoleküle im Zoisit und der eisenreicheren Epidotmoleküle im Epidot. Gleichwie in der Diopsidreihe der Pyroxengruppe von G. Flink nachgewiesen, dürfen wir auch hier in der Epidotreihe gewiss annehmen, dass nicht alle Epidote genau dasselbe Axenverhältniss besitzen, sondern dass auch hier die sehr eisenreichen Mischungen etwas andere Winkel als die eisenärmeren zeigen, obwohl die Differenzen gewiss nur klein sind.

Gehen wir nun zum Vergleiche des Johnstrupit mit den beiden anderen Gliedern, dem Zoisit und dem Epidot, über, so zeigt sich die interessante Thatsache, dass der Johnstrupit zwar auch monosymmetrisch ist, aber nicht in derselben Weise, wie der Epidot.

Wie aus der Tabelle S. 90 ersichtlich, ist hier beim Johnstrupit die Verticalzone mit dem vorherrschenden Orthopinakoid, mit der Spaltbarkeit nach dem letzteren, und mit den stark gestreiften, zahlreichen Prismen fast genau übereinstimmend mit der Verticalzone des Zoisit, nach seiner gewöhnlichen Aufstellung; das Brachypinakoid des Zoisit entspricht dabei dem Orthopinakoid des Mosandrit. Beim letzteren entspricht also die einzige Symmetrieebene nicht wie beim Epidot der gewöhnlich als Basis angenommenen Fläche des Zoisit, sondern dem Makropinakoid; Während also bei der morphotropischen Umgestaltung des Axenverhältnisses des Zoisit in dasjenige des Epidot die basische Fläche ihre Lage unverändert behält und die Flächen der zoisitischen Verticalzone eine Drehung erleiden, ist es hier bei der Umgestaltung des Axenverhältnisses des Zoisit in dasjenige des Johnstrupit umgekehrt eben die Basis, welche um die a -Axe des Zoisit eine Drehung erlitten hat, indem gleichzeitig die Länge der c -Axe beträchtlich zugenommen hat. Wenn wir zum Vergleiche mit dem Johnstrupit das Brachypinakoid des Zoisit als vorderes Pinakoid nehmen und gleichzeitig die c -Axe verdoppeln, drücken die so erhaltenen Axenverhältnisse der beiden Mineralien ihre gegenseitigen Beziehungen correct aus:

Zoisit $a'' : b'' : c'' = 1,6181 : 1 : 1,1232$; $\alpha'', \beta'', \gamma'' = 90^\circ$;

Johnstrupit $a : b : c = 1,6229 : 1 : 1,3594$; α und $\gamma' = 90^\circ$, $\beta = 86^\circ 55'$.

Zum Vergleiche sowohl mit dem Zoisit als dem Epidot müsste der Johnstrupit (resp. der Mosandrit) so aufgestellt werden, dass seine c -Axe als b -Axe und umgekehrt genommen würde; alsdann erhält man, wenn α den Winkel $b : c$, β den Winkel $a : c$ und γ den Winkel $a : b$ bedeutet:

Epidot $a' : b' : c' = 1,4458 : 1 : 0,9023$; $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 84^\circ 3'$, $\gamma = 90^\circ 0'$,

Zoisit $a' : b' : c' = 1,4406 : 1 : 0,8903$; $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 90^\circ 0'$, $\gamma = 90^\circ 0'$,

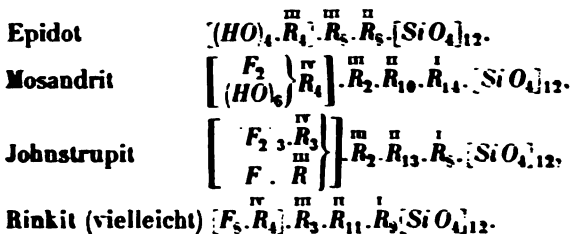
Johnstrupit $a' : b' : c' = 1,1936 : 1 : 0,7356$; $\alpha = 90^\circ$, $\beta = 90^\circ 0'$, $\gamma = 86^\circ 55\frac{1}{2}'$.

Das Verhältniss der Axen $a' : c'$ ist demnach bei allen sehr nahe dasselbe, nämlich:

	$a' : c'$
Epidot	4,60
Zoisit	4,58
Johnstrupit	4,62.

In optischer Beziehung zeigen der Johnstrupit, der Mosandrit und der Rinkit nur geringe Uebereinstimmung mit dem Zoisit und dem Epidot.

Es dünkt mich höchst wahrscheinlich, dass die Beziehungen zwischen den genannten Mineralien, dem Zoisit 1, dem Epidot (2) (mit dem Orthit) und dem Johnstrupit (3) mit dem Mosandrit und dem Rinkit) durch die Annahme, dass diese Mineralien eine morphotropische Reihe bilden, zu erklären sind. Von dem Zoisit ausgehend geht die Reihe einerseits nach dem Epidot hin, wobei die Basis des Zoisit als Symmetrieebene beibehalten wird, andererseits geht die Reihe nach dem Johnstrupit (Mosandrit und Rinkit) hin, wobei das Makropinakoid des Zoisit die Eigenschaft einer Symmetrieebene behält, während die anderen Symmetrieebenen diese Eigenschaft einbüßen. Im ersten Falle ist es das Eintreten der Eisenverbindung statt der Aluminiumverbindung, im anderen wahrscheinlich wesentlich der Austausch einer Gruppe $[(HO)_4 R_4^{\text{III}}]$ des Zoisit mit einer gleichwerthigen Gruppe $\left[\begin{smallmatrix} F_2 \\ (HO)_6 \end{smallmatrix} \right] R_4^{\text{IV}}$ des Mosandrit oder $[F_2 R_3^{\text{IV}} \cdot FR^{\text{III}}]$ des Johnstrupit, welche die morphotropischen Aenderungen bewirken. Da diese Gruppen alle gleichwerthig sind, lassen sich die genannten Mineralien sämtlich als Orthosilicate auffassen:



Die Johnstrupitformel zeigt, dass vielleicht wenigstens 12 Moleküle SiO_2 vorhanden sein müssen: sonst ist es bemerkenswerth, dass bei den Mineralien der Mosandrit-Johnstrupitgruppe ein-, zwei- und dreiwertige Metalle einander offenbar ersetzen, während in der Epidotgruppe das Verhältniss constant $R_5^{\text{III}} : R_6^{\text{II}}$ zu sein scheint.

21. Epidot, Häüy.

Der Epidot (»Thallit«) wurde schon von Hausmann (Bemerkungen über den Zirkonsyenit, Göttingen 1852, S. 10 etc.) von unseren Gängen angeführt; aus seiner Beschreibung geht aber unzweifelhaft hervor, dass, was Hausmann aus unseren Gängen für »Thallit« hielt, nur Aegirin gewesen ist (siehe unter Aegirin).

In der That kommt der Epidot auf unseren Gängen niemals als ursprüngliches Gangmineral vor; selbst als secundäre Bildung ist er nur sehr selten vorhanden. Ich kenne ihn nur als strahliges Umwandlungsproduct von Feldspath, theils von der Insel Gross-Ärö, theils aus der Umgegend des Sees Gogsjö bei Sandsfjord. Er soll deshalb nur der Vollständigkeit wegen angeführt werden.

Anhang zur Epidotgruppe.

Orthit.

1865. Th. Kjerulf, Veiviser i Kristiania omegn. Univ.progr. Kristiania 1865, S. 88, Fig.

1884. H. H. Reusch, Nyt Mag. f. Naturv. 28, 489.

1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 9, 267.

Schon 1865 hat Th. Kjerulf das Vorkommen von tafelförmigen Orthitkrystallen aus dem Granit Grevsenåsens (?) erwähnt und einen solchen grossen Krystall (wenn die Zeichnung in $\frac{1}{1}$ richtig ist, mehr als 2,5 cm breit) abgebildet. Später fand zuerst H. H. Reusch (1873) auf einer kleinen Spalte, welche übrigens mit Eisenglanz (Eisenrahm) gefüllt war, am Sognsvand Orthitkrystalle mit ganz derselben Ausbildung, von welchen ich auch in Gesellschaft mit Herrn Reusch damals eine Anzahl der auf dieser Spalte vorkommenden Krystalle, welche mir für die untenstehenden Zeilen als Material gedient haben, sammelte. Auch fand ich 1877 in einem der Steinbrüche des Tonsenås eine einzige kleine Orthittafel der nämlichen Form.

Diese tafelförmigen Krystalle zeigen ganz genau dieselbe Ausbildung, wie die von G. vom Rath längst beschriebenen Orthite (Bucklandite) am Laacher See*), so absolut übereinstimmend, dass einige seiner Figuren gut

*) G. vom Rath, Ueber die Krystallform des Bucklandits (Orthits) vom Laacher See. Pogg. Ann. 113, 384—392. — Vergl. G. vom Rath, Orthit vom Vesuv, Pogg. Ann. 188, 492 und v. Kokscharow, Orthit in: Mater. z. Min. Russl. 3, 353 und Taf. 57, Fig. 5 (Uralorthit).

auch für die norwegischen Orthite gelten könnten. An den mir vorliegenden acht Krystallen habe ich folgende Formen beobachtet:

$$\begin{aligned} T &= \{100\} \infty P\infty, u = \{210\} \infty P2, z = \{110\} \infty P, \\ M &= \{001\} 0P, e = \{101\} - P\infty, m = \{102\} - \frac{1}{2}P\infty, \\ r &= \{101\} P\infty, l = \{201\} 2P\infty, \\ n &= \{111\} P. \end{aligned}$$

Ausser diesen erinnere ich mich auch, noch wenigstens eine negative Pyramide beobachtet zu haben, welche indessen an keinem der mir vorliegenden Krystalle vorhanden ist.

Was die Ausbildung der Krystalle betrifft, so sind dieselben immer tafelförmig nach dem Orthopinakoid; an meinem grössten Krystalle hat die Tafel ungefähr 1 cm Seite, bei einer Dicke von kaum 2 mm. In der Verticalzone herrscht übrigens bald das Prisma $u \{210\}$, bald sind die beiden Prismen u und $z \{110\}$ in Gleichgewicht, nur selten aber herrscht das letztere vor. In der Orthodomenzone treten regelmässig an der negativen Seite ausser $M \{001\}$ auch $e \{101\}$ und weniger ausgebildet auch $m \{102\}$ auf, an der positiven Seite dagegen nur $l \{201\}$ und $r \{101\}$, das letztere in der Regel grösser. Die erwähnten Formen fehlen niemals und bilden die häufigste Combination. Dazu tritt nun ganz untergeordnet an meinen Krystallen bisweilen auch $n \{111\}$ hinzu.

Die Krystalle sind theils Einzelkrystalle gewöhnliche Form s. Taf. IV Fig. 11. theils häufiger Zwillinge nach dem Orthopinakoid, wobei die frei herausragende Seite regelmässig die Basis beider Individuen zeigt; häufig sind auch nur dünne Zwillingslamellen eingeschaltet.

Was die Flächenbeschaffenheit betrifft, so erlaubte dieselbe nicht sehr genaue Messungen. In der Verticalzone sind die Flächen von $\{100\}$ und $\{210\}$ vertical gestreift, dagegen die Flächen von $\{110\}$ recht gut messbar; in der Orthodomenzone sind die Flächen gewölbt, gerundet und geben in der Regel nur schlechte Messungen; die Pyramidenflächen sind zwar eben, doch zu klein, um genaue Messungen zu erlauben. Der Glanz der Flächen ist in der Regel recht bedeutend, halbmetallich.

Obwohl die Messungen gewiss weniger genau, als die von G. vom Rath publicirten sind, mögen hier doch einige Messungen meiner Krystalle angeführt werden, um über die Beschaffenheit derselben eine Vorstellung zu geben.

	Nr. I.	Nr. II.	Nr. III.	vom Rath ber.
$\{100\} : \{210\}$	$35^{\circ} 2' \quad 34^{\circ} 32'$	$35^{\circ} 27'$	$34^{\circ} 31'$	$35^{\circ} 6'$
—	$34 \quad 59 \quad 34 \quad 37$	$34^{\circ} 43' \quad 34^{\circ} 46'$	—	—
$\{210\} : \{110\}$	$19 \quad 7 \quad 19 \quad 16$ $19 \quad 35 \quad 19 \quad 32$	$19 \quad 14 \quad 18 \quad 58$ $19 \quad 8$	$19 \quad 19\frac{1}{2}$	$19 \quad 25$
$\{110\} : \{110\}$	$71^{\circ} 23'$ $71 \quad 22$	$71^{\circ} 24'$ $71 \quad 14$	$(71 \quad 14\frac{1}{2})$ $71 \quad 16$	$70 \quad 52$

	Nr. I.	Nr. II.	Nr. III. vom Rath ber.	
100 : 101	30° 8' 30 43	30° 4'	29° 50'	30° 6'
101 : 102	44 39 44 49	—	—	42 47
100 : 102	—	42 49	—	42 23
100 : 201	—	25 55	25 40	26 0
201 : 101	—	25 49	26 46	25 37
100 : 104	—	51 9	54 26	54 37
101 : 111	—	55 40	55 7	54 40
111 : 110	—	29 40	29 44	29 23½

Obwohl diese Messungen nun zwar kaum sehr genau sein können, muss ich doch auf den Umstand aufmerksam machen, dass die recht guten Messungen des Prismas ∞P durchgehends Werthe von $71^{\circ} 44' - 24'$ gegeben haben, niemals einen so niedrigen, wie den von G. vom Rath berechneten, $70^{\circ} 52'$; die Werthe der Messungen gegen die Pyramidenflächen n sind zwar gut übereinstimmend, waren aber zu schlecht, um etwa ein Axenverhältniss daraus berechnen zu können, und namentlich müssen die Werthe für $(101):(111)$ entschieden ungenau sein. Da die Messungen der Orthodomenzone ganz unbrauchbar für die Berechnung eines genaueren Axenverhältnisses sind, muss ich also, trotz der beachtenswerthen Abweichung des Prismenwinkels von $\{110\}$ auf das von vom Rath berechnete Axenverhältniss

$$a : b : c = 4,55070 : 4 : 4,76838$$

$$\beta = 64^{\circ} 59'$$

verweisen.

Die Stellung, welche Th. Kjerulf für den Krystall von Grevsen, als tafelförmig ausgebildet nach $r\{101\}$, gewählt hatte, ist nach der obenstehenden Untersuchung entschieden unrichtig.

Optische Eigenschaften.

Ueber die optischen Eigenschaften des Orthit ist bis jetzt sehr wenig bekannt. Des Cloizeaux*) und A. Sjögren**) haben durch ihre Untersuchung einer grösseren Anzahl von Vorkommnissen gefunden, dass die Orthite theils, wie ihr Krystallsystem fordert, doppeltbrechend, theils öfters einfachbrechend sich verhalten. Eine optische Orientirung der Elasti-

*) Des propriétés optiques et pyrogénétiques des minéraux connues sous les noms de Gadolinites, Allanites, Orthites etc. Ann. de Ch. et Ph. 3. Ser. 1, 59.

**) Om gadolinitens, orthitens etc. förhållande under mikroskopet. Geol. för. förhandl. 3, 258.

citätsaxen und optischen Axen des Orthits ist dagegen, soweit mir bekannt, auffälliger Weise bisher nicht publicirt worden*).

Für diese Orientirung wurden mehrere gute, zuvor am Goniometer gemessene Krystalle zur Anfertigung von Dünnschliffen aufgeopfert. Der Orthit von Sognsvand ist rein dunkelschwarz, auf den Krystallflächen halbmatt glänzend und nur in ganz dünnen Schliffen hinreichend durchsichtig. Schliffe nach $\{010\} \infty R \infty$ zeigten sich durch und durch doppeltbrechend; ein solcher von einem Zwilling ist Fig. 9, Taf. IV dargestellt. Wie man sieht, ist, wie so häufig im Orthit und Epidot, eine sehr hervortretende Zonarstructur vorhanden. Nicht alle Zonen löschen nun zwischen gekreuzten Nicols gleichzeitig aus. Der grösste Theil des Dünnschliffes (in der Figur punktirt) zeigt gegen die Verticalaxe einen Auslöschungswinkel von ca. $37\frac{1}{2}^{\circ}$, wobei die Schwingungsrichtung, welche mit der Verticalaxe diesen Winkel bildet, in dem spitzen Winkel β austritt; einige hellere Schichten gaben dagegen Auslöschungswinkel von nur ca. $28\frac{1}{2}^{\circ}$ mit der Verticalaxe. Wie die Figur zeigt, ist in diesem Schnitte das Wachsthum fast nur nach der Verticalaxe geschehen durch Ablagerung von Schichten nach der Basis und verschiedenen Domen, welche nicht immer gleichmässig vorherrschten. Eine dünne Zwillingslamelle z setzt nur durch den oberen Theil des Dünnschliffes hindurch. Dünnschliffe parallel der Orthodomenzone zeigten vollkommen parallele Auslöschung mit der Orthodiagonale. Platten senkrecht auf die Auslöschungsrichtung, welche mit der Verticalaxe $37\frac{1}{2}^{\circ}$ bildet, zeigen im convergenten Lichte ein Axenbild, welches in Anbetracht des relativ kleinen Axenwinkels um die spitze Bisectrix orientirt sein muss. Die Axenebene ist bei diesem Orthit nicht, wie beim Epidot und Manganepidot parallel, sondern senkrecht zur Symmetrieebene und bildet also mit der Verticalaxe ca. $37\frac{1}{2}^{\circ}$ im spitzen Winkel β . Der optische Charakter schien negativ zu sein, liess sich aber nicht ganz sicher feststellen. Dispersion $v > \rho$.

Der Pleochroismus ist stark, und zwar zeigen die parallel der Orthoaxe schwingenden Strahlen die stärkste Absorption, selbst in ganz dünnen Platten tief braunschwarz, so dass das Licht kaum hindurchgeht; weniger starke Absorption haben die parallel der spitzen Bisectrix schwingenden Strahlen mit mehr oder weniger tiefbrauner, noch geringere Absorption endlich die parallel der optischen Normale schwingenden Strahlen mit bräunlichgelber, graugelber bis hell strohgelber Farbe. Wir finden also in-

*) Die Angaben von Herrn Dr. A. E. Törnebohm in »Vega-expeditionens vetensk. iagttagelser« 4, 424—426 sind deswegen unrichtig geworden, weil er zum Vergleich die Krystalle vom Grevsen mit der Stellung Kjerulf's herangezogen hatte, indem er auch von der falschen Voraussetzung ausging, dass die Orthite ebenso wie der Epidot in Schnitten nach der Symmetrieebene fast mit der Verticalaxe parallele Auslöschung zeigen müssten.

sofern eine analoge Anordnung wie beim Epidot und Manganepidot, als bei diesen Mineralien parallel der Symmetriexaxe die stärkste Absorption stattfindet, ferner die mittlere parallel der im stumpfen, die kleinste Absorption parallel der im spitzen Winkel β austretenden Elasticitätsaxe. Auch ist diese letztere Richtung sowohl im Epidot als im Orthit die spitze Bisectrix, und wahrscheinlich auch beim Orthit, wie beim Epidot die Axe der grössten Elasticität.

Die Doppelbrechung ist in den meisten Zonarschichten von mittlerer Stärke, die Interferenzfarben im Dünnschliffe nicht sehr lebhaft, doch verschieden für die verschiedenen Zonen.

Zum Vergleiche wurde auch in einer Anzahl Dünnschliffe von Orthitkrystallen aus Pegmatitgängen von Arendal und Hitterö, von der gewöhnlichen Epidotform mit nach der Orthodiagonale ausgezogenem Typus, die Lage der Schwingungsrichtungen des Lichtes bestimmt. Es ergab sich dadurch, dass die Grösse des Auslöschungswinkels in Schliffen nach $\infty P\infty$ bei den verschiedenen Varietäten, ja ganz gewöhnlich auch bei den verschiedenen Zonen eines und desselben Krystalls, etwas verschieden ist; gewöhnlich ist derselbe im spitzen Winkel β gegen die Verticalaxe 34° bis 37° , bisweilen steigt er in einigen Zonen auf 40° — 44° , oder sinkt bis ca. 29° (vergl. die oben mitgetheilten Resultate) und selbst 22° ; ganz interessant ist es, dass an einem Krystalle von Arendal mit den Flächen $\{001\}OP$, $\{103\} + \frac{1}{2}P\infty$, $\{102\} + \frac{1}{2}P\infty$ in drei verschiedenen Zonen: im inneren Theile des Krystalles $40\frac{1}{2}^\circ$, in einer äusseren Zone $29\frac{1}{2}^\circ$ und in der äussersten Zone 4° — 6° gefunden wurde; diese äusserste Zone erwies sich dadurch sowohl, als durch ihre lebhaften Interferenzfarben als Epidot*); diese Epidotzone ist wenigstens in einigen Fällen nicht ursprünglich, sondern von pseudomorpher Bildung.

Wir sehen also, dass auch bei den Orthiten der Pegmatitgänge, wenn dieselben unzersetzt sind, ähnliche optische Verhältnisse wie bei dem tafelförmigen Orthit von Grevsen insofern vorhanden sind, als die in der Symmetrieebene liegende, mit der Verticalaxe den kleinsten Winkel bildende Schwingungsrichtung in dem spitzen Winkel β austritt; dagegen zeigte sich bei Krystallen des Orthit von Arendal auffallender Weise die spitze Bisectrix des hier ziemlich grossen Axenwinkels im stumpfen Winkel β austretend, wobei die Axenebene nicht wie beim Orthit von Sognsvand senkrecht, sondern wie beim Epidot parallel der Symmetrieebene war, ein Verhältniss, welches gewiss mit der abweichenden Zusammensetzung des Orthits von Sognsvand in Verbindung stehen muss, was auch durch die ver-

*) Zonare Parallelverwachsung von Epidot und Orthit wurde übrigens auch schon früher von Nordenskiöld beschrieben.

alsdann Fehlung im Mikroskop angedeutet scheint, indem die Körper-
theil (nach Lichte) bei dem von Sognsvand liegenden Bruchstück:

Die Kristalle der Pegmatitgänge sind übrigens oft zu einer amorphen,
eigentlich isotropen Substanz umgewandelt. Diese Umwandlung folgt der
außeren Struktur dieser Krystalle, so dass theils die inneren Theile dersel-
ben (hübsche) isomeren Zonen umgewandelt sind. Die dabei stattfindenden
Eigenschaftenverhältnisse werde ich an anderer Stelle beschreiben. Nament-
lich bemerkenswerth scheint mir bei dieser Umwandlung die Thatsache,
dass außer vollkommen isotropen Zonen auch solche, welche noch ganz
isotrop, doppeltbrechend sind, beobachtet wurden, gleichsam Uebergangs-
glieder zwischen der doppeltbrechenden und der umgewandelten einfach-
brechenden Orthitstruktur darstellend. Die isotropen Partien der Orthit-
kristalle sind in der Regel von grüner Farbe, während dagegen die frische
Orthitstruktur in der Regel braun gefärbt ist.

Obwohl die chemische Zusammensetzung der Orthite von Sognsvand
durch die geringen Mengen wegen leider keine Untersuchung ausgeführt
worden; so würde dieselbe insofern gewiss von Interesse gewesen sein,
als die eigenthümliche Orientirung der optischen Axenebene bei dieser
Orthitstruktur im Vergleich mit den näher mit dem Epidot verwandten Or-
thiten der Pegmatitgänge, ebenso die übrigen optischen Eigenschaften, die
eigenthümliche geometrische Ausbildung, welche wieder einen anderen
Pegmatit als die Pegmatitorthite aufweist, aller Wahrscheinlichkeit nach auf
bestimmte Weise mit der Zusammensetzung in Verbindung stehen dürfte *).

Nach dem Vorkommen wurde oben berichtet: die kleine Spalte, in
welcher die beschriebenen Orthitkrystalle sich gebildet hatten, war ausser-
dem mit kleinen Quarzkrystallen ausgekleidet: diese sind früher als die
Orthite gebildet, welche wieder vor den verschiedenen Zeolithen und dem
Kalkspath auskristallisiert sind. Auf ganz ähnlichen Spalten wurde ausser-
dem Zirkon, Arkfonsit, Aggrin, Albit, Harmotom etc. beobachtet. Auch
das Vorkommen dieser Krystalle erinnert an dasjenige der Krystalle vom
Laacher See und vom Vesuv.

Auf mehreren Syenitpegmatitgängen kommt auffallend genug der Orthit
vor; er scheint hier von anderen Mineralien ersetzt. Da er aber
so sehr mit jenen Gängen nahe verwandten Drusenvorkommen von
Sognsvand so ausgezeichnet ausgebildet ist, benutze ich diese Gelegenheit,
um das Vorkommen bekannt zu machen.

* Vgl. vom Rath's Analyse des Orthit vom Laacher See Pogg. Ann. 119, 269.

Zirkongruppe.

22. Zirkon, Werner.

1801. C. Fr. Schumacher, Versuch e. Verzeichn. d. in d. Dän.-Nord. Staaten s. find. einf. Min. etc. Kopenhagen 1801, S. 105.
1802. M. H. Klaproth, Beitr. z. chem. Kenntn. d. Mineralkörp. 8vo. 3, 286.
1825. A. Breithaupt, Pogg. Ann. 5, 377 etc. (Ostranit).
1828. N. B. Möller, Mag. f. Nat. 8, 269—270.
1830. A. Breithaupt, Schweigger-Seidler's Journ. d. Chem. S. 416.
1833. — Ebenda S. 441.
1837. A. Lévy, Descript. d'une coll. d. min. form. p. Heuland etc. 1, 406.
1844. Fr. Alger, W. Phillip's Min. 5. ed. Boston 1844. S. 158.
1845. Th. Scheerer, Pogg. Ann. 65, 301.
- L. Svanberg, Ebenda, S. 317. Öfvers. af k. Vet. Akad. Förhandl. 3, 34.
1846. — Berz. Jahresb. 27, 245. Öfvers. etc. 4, 54.
- W. Henneberg, Erdm. Journ. f. pr. Chem. 38, 508.
1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Archiv etc. 22, 539 u. 544.
1849. — Neues Jahrb. f. Min. S. 775.
1852. J. Fr. L. Hausmann, Bemerk. üb. d. Zirk. S. l. c. S. 44.
1853. N. J. Berlin, Pogg. Ann. 88, 462.
1854. A. Kenngott, Uebersicht d. min. Forsch. S. 103 (auch Sitz.-Ber. d. Wien. Acad. 16, 262).
1857. Ch. F. Chandler, Pogg. Ann. 102, 445.
1859. H. Dauber, ebenda 107, 277.
1860. C. F. Rammelsberg, Min.-Chem. S. 890.
1863. A. Damour, Phil. Mag. 28, 234 etc.
- A. H. Church, Chem. News 10, 234.

Der Erste, welcher eine ausführliche Beschreibung über den Zirkon von Fredriksvärn geliefert hat, ist, so viel ich weiss, C. Fr. Schumacher; dieser erklärte schon (1804*) die Haupttypen seiner krystallographischen Ausbildung, beschreibt sein Vorkommen und giebt ihm wegen der Gleichheit mit Zirkon vorläufig den Namen »Zirkonit«. Er hat auch schon bemerkt, dass seine Farbe durch Glühen »weit blässer« wird, dass er grössere Durchsichtigkeit annimmt etc.

Später wurde der Zirkon von Fredriksvärn in den meisten älteren Lehrbüchern etc. erwähnt; so gehören z. B. in A. Lévy's Beschreibung der Sammlung von Heuland die Varietäten Nr. 4, 10 und 14 des Zirkons dem Vorkommen von Fredriksvärn an. Mittheilungen über sein Vorkommen wurden von L. v. Buch, Hausmann, Keilhau, N. B. Möller, Th.

*) Eigentlich schon 1798 in einem Vortrag in der Gesellschaft für Naturgeschichte in Kopenhagen.

Scheerer, P. C. Weibye etc. geliefert. Ebenso wie A. Breithaupt in dem sogenannten Ostranit ein neues Element »Ostranium« vermuthete, glaubte L. Svanberg in dem Zirkon das »Norium« entdeckt zu haben (wie später, 1869, H. C. Sorby in dem Jargon von Ceylon ein drittes Element »Jargonium« zu finden meinte). Analysen von Zirkon aus den Gängen des Augitsyenits wurden von M. H. Klaproth, John, W. Henneberg, N. J. Berlin, Wackernagel, Church geliefert*). Nach Groth u. A. ist die Zusammensetzung des Zirkons als $ZrSiO_4$, als eine chemische Verbindung in bestimmten Verhältnissen, nicht als eine isomorphe Mischung von SiO_2 und ZrO_2 aufzufassen.

Das Verhältniss des Zirkons vor dem Löthrohre und gegen chemische Reagentien war schon früh bekannt.

Schon Schumacher (1804) hatte, wie erwähnt, bemerkt, dass er beim Glühen heller gefärbt und durchsichtiger wird; 1832 machte G. F. Richter (Pogg. Ann. 24, 386) darauf aufmerksam, dass der Hyacinth von Ceylon beim Glühen eine Farbumwandlung zeigt, wodurch er den norwegischen Zirkonen gleich wird. Dann entdeckte L. Svanberg, dass der geglühte Zirkon sein specifisches Gewicht geändert hat, und W. Henneberg fand, dass er beim Erwärmen stark phosphorescirt und gleichzeitig dichter wird (von spec. Gew. 4,645 auf 4,74). Diese Verhältnisse wurden später eingehender von Chandler, Church, Damour etc. untersucht, wobei Church nachwies, dass nicht alle Zirkone nach dem Glühen specifisch schwerer sind. An Zirkonen von Laurvik und Fredriksvärn fand Church folgende Aenderungen:

Z. v. Laurvik, Farbe haarbraun, n.d.Gl. wasserhell, sp.G. 4,658, n.d.Gl. 4,707 .

Z. v. Fredriksvärn, - - - - - 4,489, - 4,633

- - - - - 4,395, - 4,438

Der Zirkon ist bekanntlich tetragonal und isomorph mit Rutil, Zinnerz etc. Genaue Messungen wurden zuerst von W. Haidinger (1847), später von A. T. v. Kupffer (Preisschrift üb. gen. Mess. d. Wink. an Krystallen, Berlin 1825, S. 72), dann (1859) von H. Dauber und N. von Kokscha-

*)	I.	II.	III.	IV.	V.	Ber.:
SiO_2	33,00	34,00	33,85	33,43	34,56	32,97
ZrO_2	66,00	64,00	64,81	65,97	66,76	67,03
Fe_2O_3	—	0,25	1,55	—	Spur	—
CaO	—	—	0,88	—	—	—
Glühverlust	—	—	—	0,70	—	—
	99,00	98,25	101,09	100,10	101,32	100,00

I (von M. H. Klaproth) Zirkon von Fredriksvärn, II (von John) ebendaher, III (von Henneberg) ebendaher (?), IV (von N. J. Berlin) sog. Erdmannit, V (von Wackernagel) von Fredriksvärn.

row (Mat. z. Min. Russl. 3, 1858) etc. angestellt; für den Winkel der Polkanten der Grundpyramide fand

Haidinger	56° 44' 0"
v. Kupffer	56 40 26
v. Kokscharow	56 39 39
Dauber	56 40 3 (an drei Krystallen von Fredriksvärn),
also (nach Kupffer) $a : c = 1 : 0,640373$.	

An dem Zirkon von den Gängen des Augitsyenits habe ich folgende Formen beobachtet:

$$\begin{aligned}
 M &= \{110\} \infty P \\
 a &= \{100\} \infty P \infty \\
 o &= \{111\} P \\
 d &= \{553\} \frac{1}{2} P \\
 v &= \{221\} 2P \\
 s &= \{331\} 3P \\
 q &= \{551\} 5P \\
 t &= \{101\} P \infty \\
 x &= \{311\} 3P3.
 \end{aligned}$$

Von diesen Formen sind $\frac{1}{2}P$ und $5P$ neu; sie wurden nur an einem einzigen Krystalle beobachtet.

Im Folgenden sind einige der am meisten charakteristischen Combinationen des Zirkons von den Gängen des Augitsyenits angeführt; die vorherrschenden Formen sind zuerst gestellt und, wenn sehr vorherrschend, fett gedruckt, die nur als schmale Abstumpfungen auftretenden in Parenthesen gesetzt.

I. Prismatische Typen.

a) $\infty P.P$ (Taf. II Fig. 4) und $\infty P.P.(3P)$ (Taf. II Fig. 5).

Dieser einfachste prismatische Typus, gewöhnlich in Krystallen von brauner, seltener von weisser Farbe (Håb), ist im Ganzen sehr selten auf den Gängen des Augitsyenits vertreten; ich habe denselben an ungefähr 1 cm dicken, 1,5 cm langen Krystallen von grauer Farbe, von den Aröschceeren, beobachtet; doch tritt auch an diesen zum Theil $3P$ als äusserst schmale Abstumpfung auf. Auch die Krystalle von Fredriksvärn, Barkevik zeigen bisweilen diesen Typus, wobei auch $2P$ als schmale Abstumpfung vorhanden.

b) $\infty P.3P.P.(\frac{1}{2}P.5P)$ (Taf. III Fig. 4).

Einen einzigen Krystall von dieser Combination, welcher aus einem Melinophanvorkommen in den Aröschceeren stammen soll, erwarb ich 1884 für die Stockholmer Universitäts-Mineraliensammlung; derselbe ist voll-

ständig schwarz gefärbt, stark glänzend. Die neuen Flächen $\frac{3}{2}P$ und $5P$ wurden bestimmt aus den Messungen*):

	Berechnet:	Gemessen:
$P : \frac{3}{2}P (111) : (553) =$	$140^{\circ} 18' 37''$	$140^{\circ} 12' 0''$
$\frac{3}{2}P : \frac{3}{2}P' (553) : (553) =$	$72 \ 44 \ 20$	$72 \ 16 \ 30$
$\frac{3}{2}P : \frac{3}{2}P' (553) : (553) =$	$67 \ 3 \ 0$	—
$P : 5P (111) : (554) =$	$35 \ 22 \ 55$	$35 \ 30 \ 0$
$\infty P : 5P (110) : (554) =$	$12 \ 27 \ 12$	$12 \ 22 \ 30$
$5P : 5P' (554) : (554) =$	$87 \ 20 \ 4$	—
$5P : 5P' (554) : (554) =$	$24 \ 54 \ 22$	—

- c) $\infty P.P.3P3$ Taf. II Fig. 40 (vergl. Naumann-Zirkel, Min., S. 353 Fig. 5); $\infty P.P.(3P).3P3$ (Fig. 12); $\infty P.P.3P.3P3$ etc., bisweilen auch mit $2P$ und $\infty P\infty$ als schmalen Abstumpfungen.

Diese Combinationen mit prismatischem Typus sind die vorherrschenden an recht vielen Vorkommnissen, wo Zirkon mit Pyrochlor etc. auf Gängen von rothem Feldspath, grünem oder rothem Eläolith, schwarzer Hornblende, reichlich Magneteisen etc. auftritt, so bei Fredriksvärn das alte Vorkommen, das schon Scheerer (Neues Jahrb. 1843, S. 643) beschrieb, auch an recht vielen Vorkommnissen von der Gegend bei Fredriksvärn (Festningsö, Svenör etc., bei Fuglevik, am Ufer ungefähr in der Mitte zwischen Fredriksvärn und Helgeråen etc.), ferner an mehreren Stellen in der Gegend von Laurvik, z. B. in der Stadt Laurvik, ferner ausgezeichnete Krystalle von Tjose-Kirchspiel, ausserdem von mehreren Vorkommnissen nördlich von Barkevik in grossen Exemplaren etc. Dagegen muss dieser Typus ganz auffallend seltener auf den Gängen der Inseln des Langesundfjords sein, da ich von dieser Gegend kein einziges ausgesprochenes Vorkommen desselben angetroffen habe. Die Zirkone von diesem Typus sind durchgehends von der altbekannten braunen Farbe der Zirkone von Fredriksvärn; zu denselben gehören auch die grössten bekannten norwegischen Zirkone, unter welchen die sich im Mineraliencabinet der Universität Christiania befindenden, schon von Th. Scheerer (Pogg. Ann. 1845, 48, 304) erwähnten Exemplare von resp. 92 g (ausgezeichneter Krystall) und 103½ g Gewicht hervorgehoben werden müssen. P. C. Weibye erwähnt bis 3 Zoll lange Krystalle. Die relative Grösse der Flächen von $3P3$ giebt diesen Combinationen recht grosse Mannigfaltigkeit; die Flächen von $3P$ sind dagegen in der Regel ganz untergeordnet und variiren in der Grösse nicht viel. Um so mehr abweichend sieht deshalb aus die bisweilen an dem Pyrochlor- und Zirkonvorkommen von Fredriksvärn vorgefundene Combination:

*) Von Herrn Dr. Eichstädt in dem min. Institut der Universität Stockholm ausgeführt.

d) $\infty P.3P.(3P3)$ (Taf. III Fig. 2),

welche ich an einem Krystalle aus der Schmidt'schen Sammlung angetroffen habe.

II. Pyramidale Typen.

a) P (Fig. 1); $P.(\infty P)$; $P.(3P)$ (Taf. II Fig. 2); $P.(3P.\infty P.)$; $P.(3P.\infty P.2P)$.

Die Grundpyramide allein tritt an mehreren Vorkommnissen des Zirkons von den Inseln des Langesundfjords auf, unter denen folgende angeführt werden können:

Schon P. C. Weibye erwähnt, dass auf der Insel Låven (Lamö) mikroskopisch kleine Krystalle von Zirkon in der Form P bisweilen »zu tausenden die gekrümmten Ablösungsflächen des Katapleüts« bedecken (Neues Jarb. f. Min. 1849, S. 776). Ich habe nun auch selbst solche Verwachsungen an mehreren Stufen von der Insel Låven nachweisen können. Die Katapleüttafeln sind dabei bisweilen vollständig bedeckt mit einer dünnen Kruste von Zirkonpyramiden; die Zirkone sind gewöhnlich von ledergelber oder gelblichgrauer Farbe, oft fast wasserhell und immer äusserst klein, höchstens $\frac{1}{2}$ —1 mm. Diese Zirkonkryställchen sind nun erstens insofern, als eine Pyramidenfläche derselben der Basis der Katapleüttafel ungefähr parallel ist, augenscheinlich regelmässig orientirt, zweitens sieht man bisweilen, dass die Mittelkanten der mit der Basisfläche des Katapleüts parallel orientirten Pyramidenflächen der Zirkonkryställchen hauptsächlich, obwohl bei weitem nicht ausschliesslich, in den drei Richtungen parallel den Kantenlinien $P.\infty P$ des Katapleüts orientirt sind, also eine Analogie zu der regelmässigen Verwachsung von Magneteisen, Eisenglanz (und Rutil) von Alp Lercheltini, Binnenthal, obwohl in dem vorliegenden Falle weniger regelmässig ausgebildet.

Diese Verwachsungen von Katapleüts und Zirkon von Låven sind nun deshalb besonders interessant, weil ich auf Låven vollständige Pseudomorphosen von Zirkon nach Katapleüts entdeckt habe. Dieselben bilden dünne, dicht gruppirte, hellgelbe Tafeln, welche in Analcim eingewachsen sind; diese Tafeln, welche makroskopisch für Katapleüts gehalten werden könnten, bestehen aber nicht mehr aus Katapleüts, sondern theils ausschliesslich aus Zirkonkryställchen (P) in dichten Aggregaten, theils aus solchen mit einem Kern von einem braunen, amorphen, unbestimmten Mineral; auch sind, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, Flussspath, Aegirin etc. dabei reichlich gebildet.

Dass diese dünnen Tafeln von Zirkonaggregaten wirklich aus dem Katapleüts hervorgegangen sind, wird ausser durch die oben erwähnte häufige regelmässige Verwachsung von Zirkon und Katapleüts auch dadurch bewiesen, dass diese Tafeln ganz in derselben Weise wie sonst diejenigen des

Katapleüts gruppiert sind, während kein anderes Mineral auf den Gängen in dieser Weise ausstrahlende Tafeln bildet; andererseits kann man sich auch nicht vorstellen, wie die Zirkonkrystalle allein in diesen dünn tafelförmigen, ursprünglich in einem (später mit Analcim gefüllten) Drusenraume ausstrahlenden Aggregaten auskrystallisiren konnten. Es ist also nicht anders denkbar, als dass hier wirklich Pseudomorphosen von Zirkon nach Katapleüit vorliegen. Analoge Pseudomorphosen des Aegirin, des Mosandrit, des Låvenit etc. werden unter diesen Mineralien beschrieben. Wir haben es in allen diesen Fällen gewiss mit einem, unter Einwirkung von mineralbildenden Fluordämpfen sehr früh, in einem späteren Stadium der Gangbildung selbst, stattgefundenen Vorgange zu thun. Insofern auch noch eine regelmässige Orientirung der Zirkonpyramiden selbst in diesen pseudomorphen Tafeln stattfindet, was aber nur theilweise der Fall ist, bietet dies Vorkommen einige Analogie zu den Pseudomorphosen von Rutil nach Eisenglanz, welche mit den schon oben erwähnten Verwachsungen von Binnenthal zusammen auftreten und von vom Rath beschrieben wurden.

Ausser diesen mikroskopisch kleinen Krystallen von Zirkon kommen auf Låven auch grössere, vereinzelt in den verschiedenen Gangmineralien eingewachsene, gewöhnlich hellgelb gefärbte Krystalle von Zirkon, immer nur mit der Pyramide *P* allein oder stark vorherrschend, vor.

Von der Localität Kjeø bei Barkevik habe ich ferner Stufen von Feldspath, Aegirin mit Astrophyllit etc. erhalten, in welchen zahlreiche ganz kleine, höchstens 2 mm grosse Krystalle von stark citrongelb gefärbtem Zirkon mit der Combination $P.(\infty P)$ eingewachsen waren.

An mehreren Vorkommnissen in den Scheeren bei Arø findet sich der Zirkon in kleinen ca. 4—4 mm grossen, tiefbraunen, fast schwarzen Kryställchen; diese sind ringsum ausgebildet, in Analcim eingewachsen und zeigen die Pyramide *P* allein oder stark vorherrschend, wobei ausserdem $3P$, ∞P und $\infty P\infty$, alle drei aber selten und als äusserst schmale Abstumpfungen daneben auftreten.

In bedeutend grösseren Krystallen der Combination $P.(3P.\infty P)$ und in grösseren Massen von ledergelber oder graugelber, seltener von brauner Farbe kommt der Zirkon in dem deckenförmigen Theile des grossen Ganges an der Südspitze der Insel Stokö vor. Der Zirkon ist hier ebenso wie in den eben beschriebenen Fällen ein recht spät gebildetes Gangmineral. Die Hauptmineralien der Gangmasse sind Feldspath, Eläolith, Aegirin; von diesen ist der Aegirin früher auskrystallisirt als der Zirkon, denn seine Krystalle durchsetzen denselben, und auch der Feldspath ist zum geringen Theile vor dem Zirkon gebildet, während die Hauptmasse des Feldspaths und der Eläolith augenscheinlich ungefähr gleichzeitig mit dem Zirkon auskrystallisirt sind, indem diese drei Mineralien einander überall gegenseitig in der Krystallisation gehindert haben, so dass eine gewöhnliche granitische

Structur mit grossem Korn resultirte. Der Zirkon ist auf diesem Gange deshalb nur gegen jüngere Zeolithe, Analcim und Natrolith, vollkommener begrenzt, bildet aber zum grössten Theile formlose Massen, welche stellenweise einen beträchtlichen Theil der Gangmasse ausmachten, indem früher Klumpen von 50 bis 100 g nicht ganz selten gefunden wurden. Auffallenderweise trat hier auch tief violetter oder farbloser Flussspath mit dem Zirkon zusammen in so grosser Masse auf, dass er als ein wesentliches Gangmineral angesehen werden musste. Dieser Flussspath — welcher, wie in der Einleitung angeführt wurde, sicher eine bedeutende Rolle bei der Mineralbildung und namentlich der Zirkonbildung gespielt haben dürfte — ist nun ebenso wie der Zirkon ungefähr gleichzeitig mit dem Feldspath und z. Th. vor dem Zirkon auskrystallisirt, denn ich habe Zirkonmassen mit darin eingewachsenen Flussspathkrystallen gefunden. Es ist dies ein Hauptunterschied zwischen den oben beschriebenen Vorkommnissen der braunen, prismatischen Zirkone von Fredriksvärn, Tjose etc. und den Vorkommnissen von Stokö u. a. Inseln des Langesundfjords, dass an den ersteren der Zirkon eines der erstgebildeten Gangmineralien ist, vor dem Feldspath, der Arfvedsonit-ähnlichen Hornblende, dem Eläolith etc. auskrystallisirt, während er an den letzteren zum Theil nicht vor, sondern gleichzeitig mit diesen Mineralien sich ausgeschieden haben muss. Gewiss steht mit diesem Umstande auch der verschiedene Typus beider Arten von Vorkommnissen in Verbindung.

Obwohl der Zirkon gewiss eine grosse Krystallisationskraft besessen hat, sind auch die früh auskrystallisirten Zirkonkrystalle von Fredriksvärn oft in bedeutendem Grade in ihrer Krystallisation gehindert gewesen von der umgebenden, noch nicht auskrystallisirten Gangmasse, und zeigen in solchen Fällen oft recht auffallende Unregelmässigkeiten in ihrer äusseren Form. Als Beispiel dient der Taf. II Fig. 8 abgebildete Krystall von Fredriksvärn; anstatt einer Fläche $(110)\infty P$ tritt hier eine flach gewölbte Pyramide auf, welche stark facettirt und gestreift ist parallel den Combinationskanten von $(110)\infty P$ mit den Flächen $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, $(\bar{3}\bar{3}\bar{1})$, $(\bar{1}\bar{1}0)$, $(\bar{3}\bar{3}\bar{1})$, $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$, $(11\bar{1})$, $(3\bar{3}\bar{1})$, $(1\bar{1}0)$, $(3\bar{3}\bar{1})$, $(1\bar{1}\bar{1})$, (111) . Da die Streifung auf diese Weise regelmässig auftritt, ist es augenscheinlich, dass beim Auskrystallisiren die Kraft, welche die Ausbildung der betreffenden Flächen, die mit ∞P die gestreiften Combinationskanten bilden, anstrebte, zu stark war, um ganz überwunden zu werden durch den Widerstand der umgebenden Gangmasse, welcher jedoch gross genug war, um eine regelmässige Ausbildung der Flächen zu verhindern.

Wenn nun selbst die sonst recht regelmässig ausgebildeten Krystalle des Zirkons von Fredriksvärn oft auf diese Weise in ihrer Krystallisation gehindert wurden, ist dies noch mehr mit den relativ gleichzeitig mit den Hauptgangmineralien auskrystallisirten Zirkonen des erwähnten Ganges von

Stokö, an mehren Vorkommnissen der Artzscheeren etc. der Fall. Solche unregelmässige, z. Th. aber noch regelmässig gestreifte Pseudokrystallflächen sind hier ganz allgemein. Als Beispiel ist ein recht grosser Krystall, welcher hauptsächlich eine flache, vierseitige Pyramide zeigt (Taf. II Fig. 11), abgebildet; die Streifung der Pseudoflächen geht parallel den Combinationen von einer Fläche $\infty P \infty$ mit vier Pyramidenflächen $(\bar{1}\bar{1}1)$, $(\bar{1}11)$, $(1\bar{1}1)$, $(11\bar{1})$; die Krystallisationskraft hat augenscheinlich angestrebt die vier Flächen (111) , $(\bar{1}\bar{1}1)$, $(1\bar{1}1)$ und $(11\bar{1})$ zu bilden, wurde aber daran gehindert von der gleichzeitigen Krystallisation der anderen umgebenden Mineralien, weshalb nur die vier ganz niedrigen gestreiften Pseudoflächen entstanden (ausserdem eine kleine fünfte, gestreift parallel der Combinationenkante mit $\{1\bar{1}0\} \infty P$). Oefters sind nun solche gestreifte Pseudoflächen von ganz unregelmässiger Lage und stehen nicht nachweisbar in Beziehung zu bestimmten Krystallflächen.

Derartige unregelmässig ausgebildete Krystalle sind an jedem Pegmatitgange ganz gewöhnlich, ja regelmässig vorhanden: so sind z. B. oft die Monazite von Narestö, die Fergusonite, Columbite etc. von den Gängen bei Moss etc. auf entsprechende Weise in ihrer Krystallisation gehindert. In den meisten Fällen sind dabei nicht derartig gestreifte Krystallflächen entstanden, sondern ganz unregelmässige, schiefgezogene, gewölbte, gekrümmte Flächen, welche zwar durch ihre Combination an die gewöhnlichen Formen der betreffenden Mineralien erinnern, keineswegs aber die dafür erforderlichen Winkel aufweisen. Die ganze Erscheinung ist für die Auffassung der Genesis der Pegmatitgänge und damit verwandter Gänge, wie z. B. der Apatitgänge, der hier vorliegenden Gänge etc. von grosser Bedeutung, indem sie den unzweideutigsten Beweis dafür liefert, dass die respectiven Mineralien in einem ringsumgebenden Magma auskrystallisirt sein müssen, indem die Masse der umgebenden Mineralien doch vorhanden gewesen sein muss, um der Krystallisation derartige Hindernisse bereiten zu können.

Im vorliegenden Falle hat diese Erscheinung noch ein anderes Interesse, indem wir nämlich dadurch auf die Frage des sogenannten Ostranit geführt werden.

1825 stellte A. Breithaupt nach Krystallen von Norwegen die Species Ostranit auf. Später (1854) wies A. Kenngott nach, dass der ursprüngliche Ostranit Breithaupt's nur einen Zirkon mit unregelmässiger Flächenausdehnung, von der Combination $P \infty P \infty P \infty . 3P3.2P$ darstellt, was schon Breithaupt selbst (Handb. d. Min. 3, 662) erkannt hatte. Nach Kenngott's Mittheilung infolge eines Briefes des Herrn Dr. M. Bondi in Dresden, nach welchem ein Herr Messerschmidt — Breithaupt nennt ihn Nepperschmidt — denselben mitgebracht haben sollte) war der ursprüngliche Ostranit von einer Grube bei Arendal; Breithaupt's Figur

zeigt auch, dass sein Ostranit mit dem Zirkon von der Langsev-Grube identisch ist*) und zwar mit dem z. Th. zersetzten Zirkon, welcher später von Forchhammer z. Th. Oerstedit (1835, Pogg. Ann. 35, 630 und Berz. Jahrsb. 15, 209) benannt wurde. Indessen erwähnt schon Kenngott selbst Ostranite von Brevik, und in den gewöhnlich benutzten Lehrbüchern (z. B. Naumann's, Quenstedt's etc.) steht allgemein Brevik als die Localität des Ostranit angegeben. Da nun als ein Hauptmerkmal des Ostranit Breithaupt's angegeben war, dass seine Winkel nicht die gewöhnlichen des Zirkons wären, so sind in mehreren Sammlungen als Ostranit bezeichnet unregelmässig ausgebildete Krystalle von den Vorkommnissen auf Stokö, in den Aröschereen etc., bei welchen die Unregelmässigkeiten ihrer Ausbildung und Winkel in der oben erwähnten Weise von gehinderter Krystallisation herrühren. Zu dem Ostranit in Breithaupt's Sinne gehören diese Vorkommnisse nun jedenfalls nicht; andererseits sind die von Kenngott erwähnten sogenannten Ostranite des k. k. Hofmineraliencabinets zu Wien, wenn sie die nämliche Flächenausbildung, wie in Breithaupt's Abhandlung dargestellt, besitzen sollten, gewiss nicht von Brevik, sondern von Arendal gekommen.

Gelegentlich dieses pyramidalen Typus des Zirkons mit vorherrschender Grundpyramide P , neben welcher ganz untergeordnet auch $3P$ und ∞P auftritt, muss auch erwähnt werden, dass ein derartiges Vorkommen theilweise als Erdmannit in die Sammlungen gelangt ist. Der Erdmannit (siehe unter Melanocerit) kommt auf der Insel Stokö mit Melinophan etc. zusammen vor; das Mineral war 1853 von dem Pfarrer Esmark ohne hinreichende Charakteristik aufgestellt. Infolge dessen gelangten bald mehrere ähnlich aussehende Mineralien von diesem Vorkommen unter dem Namen Erdmannit in den Handel. Eins derselben, welches häufig als Erdmannit in Sammlungen vorgefunden wird, ist nun, wie schon Berlin's Analyse zeigte (Pogg. Ann. 88, 462), nichts anderes als Zirkon und ist oft stark umgewandelt, so dass A. Krantz (Pogg. Ann. 82, 586) diese »Erdmannite«-Krystalle geradezu als Zirkonpseudomorphosen bezeichnen konnte. Die Krystalle dieses mit Erdmannit verwechselten Zirkons sind, wenn frisch, von graugelber oder ledergelber Farbe; sie sind nicht eigentlich häufig vorgekommen, dagegen oft von bedeutenden Dimensionen, indem mehr als zollgrosse Exemplare mehrmals angetroffen wurden. Die Zirkone dieses Vorkommens sind aber nur selten frisch und unzersetzt; gewöhnlich sind sie theilweise oder vollkommen umgewandelt. Die Krystalle zeigen gewöhnlich beim Durchschleifen eine ausgezeichnete Zonarstructur; diese Zonarstructur tritt nun namentlich bei den umgewandelten Exemplaren

*) Eine ähnliche Combination mit derartiger Ausbildung von $\infty P \infty$ ist bis jetzt aus dem Augitsyenit nicht bekannt.

stark hervor, indem einige Zonen der frischen, grauen Substanz mit anderen von dunkelbrauner, oft fast schwarzer, bisweilen dunkelrother Farbe wechseln. Dieser Wechsel ist sehr verschieden ausgebildet; gewöhnlich ist der innere Kern in die dunkle Masse umgewandelt, und dann folgen abwechselnd unveränderte und umgewandelte Zonen, bisweilen in nur $\frac{1}{4}$ bis 4 mm dicken Schichten, wobei eine äusserste dünne Schicht oft frisch ist. In anderen Fällen ist nur ein innerer umgewandelter, dunkler Kern und eine äussere frische Schale vorhanden. Ferner habe ich auch Beispiele davon, dass der innere Kern noch unverändert, während die äussere Hülle umgewandelt ist. Als Endresultat der Umwandlung sind endlich bisweilen die Krystalle durch und durch in eine dunkelbraune bis schwarze Substanz umgewandelt. Diese dunkle Substanz ist mehr oder weniger wasserhaltig, und in den Fällen, in welchen ich dieselbe untersucht habe, vollständig isotrop, mit muscheligem Bruch. Eine bestimmte chemische Zusammensetzung besitzt diese wahrscheinlich amorphe Substanz ganz sicher nicht, ebenso wenig, wie die isotropen und wahrscheinlich amorphen Substanzen, welche aus einer grossen Anzahl Mineralien mit seltenen Erden und Säuren gebildet worden sind; eine derartige Umwandlung ist für eine grössere Anzahl Mineralien auf den Gängen des Augitsyenit wie auf den granitischen Pegmatitgängen besonders charakteristisch, unter welchen namentlich folgende erwähnt werden können: Zirkon, in verschiedenen umgewandelten Varietäten (Malakon, anfangende Umwandlung, Cyrtolit, Oerstedt z.Th. etc.*)), Thorit und Orangit, immer auf dieselbe Weise zu isotropen Substanzen umgewandelt, Tritomit, Melanocerit, Erdmannit, Gadolinit, Orthit, ferner Polymignyt, Columbit (in den umgewandelten Mineralien Euxenit, Polyras, Ännerödit, Nohlit etc.), Samarskit, Yttrotantalit etc., etc. In bei weitem den meisten Fällen scheint diese Umwandlung durch mehr oder weniger reichliche Wasseraufnahme charakterisirt und ist wohl kaum als eine Verwitterungserscheinung, sondern vielleicht als eine verhältnissmässig früh, d. h. in einer späteren Periode der Gangbildung selbst, stattgefundene Umsetzung aufzufassen. Dies lässt sich in dem vorliegenden Falle recht wahrscheinlich machen, indem nämlich einige Exemplare (von Arö), die ich für die Sammlung der Universität Stockholm erworben habe, bei der Umwandlung von einem Netzwerke zahlreicher Sprünge durchsetzt wurden, welche von Analcim und Flussspath erfüllt sind. Die Umwandlung des Zirkons dürfte daher hier vor oder in der Periode der Zeolithbildung stattgefunden haben und vielleicht eben durch die mineralbildende Einwirkung von Fluoriden und Wasserdämpfen vermittelt worden sein.

*) Vergl. Th. Scheerer, *Nyt Mag. f. Nat.* 1848, 5, S. 344—345, wo dieser be-
 merkt, dass er schon eine mikroskopische Untersuchung des Oerstedt von Langsev bei
 Stockholm publicirt hat.

Die mikroskopische Untersuchung lehrt über die bei der Umwandlung stattgefundenen Vorgänge nur wenig. Der trübe, undurchsichtige, lederbraune Zirkon von der Südspitze der Insel Stokö zeigt unter dem Mikroskop noch keine Umwandlung in eine isotrope Substanz. Die am meisten getrühten Partien zeigen sich von zahlreichen Sprüngen durchsetzt und führen reichliche Flüssigkeitssporen mit Libelle, daneben auch unregelmässige Einschlüsse ohne Libelle, welche wie Gasporen aussehen. Dagegen zeigen mehrere andere Vorkommnisse von Stokö (Melinophanvorkommen) und Arö die isotrope Umwandlung. Der erste Umstand, welcher dabei auffällt, ist derjenige, dass, wie erwähnt, nur bestimmte Zonen diese Umwandlung zeigen. Diese isotropen Zonen sind von anderen mit starker Doppelbrechung ganz scharf begrenzt und setzen sich dabei nicht ausserhalb der durch die Zonarstruktur angegebenen Begrenzung fort. Diese isotropen Zonen zeigen auch im Dünnschliffe eine dunklere rauchbraune Farbe, während die nicht isotropen Zonen ganz hellgelblich bis farblos sind; doch ist hierbei zu bemerken, dass auch längs Sprüngen in den unveränderten Zonen dieselbe bräunliche Farbe beobachtet wurde, was ich auch ganz analog an einigen Malakondünnschliffen beobachtet habe. Diese braune Farbe, welche in dickeren Stücken ganz dunkelbraun bis schwarz erscheint, ist demnach ganz sicher bei der Umwandlung ein begleitender Umstand. An einer Platte zeigte sich eine isotrope Zone nach aussen zu ganz schwach doppeltbrechend mit bläulichem Farbentone zwischen gekreuzten Nicols, von der nächstfolgenden, stark doppeltbrechenden Zone des unveränderten Zirkons scharf getrennt.

Die braunen isotropen Zonen besitzen nun nicht in ihrer ganzen Ausdehnung die durchsichtige braune Farbe; stellenweise sind sie milchig getrüht, von heller, gelber oder weisser Farbe, und sind hier von unzähligen Sprüngen und feinen Spalten durchsetzt, welche oft nur kleinere, unregelmässig begrenzte Partien ohne Sprünge übrig lassen. Die Richtung der Spalten folgt oft ganz deutlich den gewöhnlichen prismatischen Spaltungsebenen des Zirkons, verläuft aber auch z. Th. anscheinend ganz unregelmässig; da wo die Spalten sich am dichtesten schaaren, ist die Platte milchig getrüht, wie ein feinkörniges Gestein aussehend. Die Farbe dieser körnig reticulirten Partien ist für jedes Körnchen die gewöhnliche helle Zirkonfarbe mit den bekannten lebhaften Interferenzfarben zwischen gekreuzten Nicols; ferner zeigen sich die Körnchen stark doppeltbrechend und sind alle einheitlich und zwar genau wie die unveränderten Zonen des Zirkons optisch orientirt. Es kann demnach wohl keinem Zweifel unterliegen, dass diese körnig zerspaltenen Partien nur unveränderte Reste des Zirkons darstellen, welche nur stark zersplittert sind; in den dazwischen liegenden braunen, nicht zerspaltenen isotropen Partien ist dagegen eine durchgreifende Umwandlung vor sich gegangen, welche eine einheitliche, homogene, isotrope

Substanz geliefert hat. Da diese stark zerspaltenen, getrübten Partien fast nur oder doch ganz vorherrschend bloss innerhalb der im Ganzen isotropen Zonen auftreten, wäre es ja nicht unwahrscheinlich, dass die Umwandlung eben mit einer durchgreifenden Zerspaltung angefangen habe, und dass an den Stellen der stärksten Auflockerung als weiterer Zersetzungs Vorgang die wasserhaltige, braune, homogene, isotrope Substanz gebildet wurde. Einen näheren Beweis für diese Annahme konnte ich aber nicht vorfinden, und namentlich konnte ich keine Uebergangspartien zwischen den getrübten zerspaltenen und den vollständig frisch aussehenden isotropen Partien beobachten. Eine Platte zeigte deutlich, dass eben längs mehrerer grösserer, mit Analcim und Natrolith gefüllten Spalten, welche die ganze Platte durchschneiden, beiderseits die getrübte aufgelockerte Beschaffenheit in den im Ganzen isotropen Zonen ausgebildet war. Es liegt daher nahe anzunehmen, dass die Vorgänge, welche die Zeolithbildung längs der Spalten des Zirkons veranlassten — in anderen Fällen ist wie erwähnt Flussspath hier abgesetzt — eben auch in einzelnen, leichter angreifbaren Zonen dieser mit ausgezeichneter Zonarstructur versehenen Zirkone die Zerspaltung und Auflockerung und am Ende die Bildung der isotropen, wasserhaltigen Substanz verursacht haben, obwohl ein zwingender Beweis für diese Annahme nicht geliefert werden kann. Auch muss erinnert werden, dass bei anderen, analog umgewandelten Mineralien (Gadolinit) nachweislich zum Theil nur eine molekulare Umlagerung in eine amorphe Substanz stattgefunden hat.

b) $P.P\infty.3P.\infty P.\infty P\infty$. (Taf. II Fig. 3.)

Selten, nur auf einem Gange in den Aröschereen beobachtet; die Stockholmer Universitäts-Mineraliensammlung besitzt ein Exemplar von schwarzer Farbe, ungefähr 1 cm gross.

c) $3P.P.(P\infty.3P3)$. (Taf. II Fig. 7.)

Selten an dem Vorkommen am Südende der Insel Stokö, hoch oben am Berge, mit Pyrochlor, Eukolit-Titanit, schwarzem Granat, Helvin, Molybdänglanz, Feldspath, Eläolith, Spreustein etc. etc.

d) $3P.P.\infty P.(P\infty P\infty)$ oder $\infty P.P.3P.(3P3$ oder $\infty P\infty$, bisweilen beide) (Taf. II Fig. 9) oder $P.3P.\infty P.(P\infty P\infty)$ oder $\infty P.P.3P.\infty P\infty$ (Fig. 6) etc., oft auch ohne $\infty P\infty$, welche Form immer mit ganz kleinen Flächen auftritt. Diese Combinationen herrschen vor auf dem eben erwähnten Gange, ferner an einem Vorkommen auf Lövö, ebenso mit Pyrochlor, und wahrscheinlich auch noch an anderen Vorkommnissen mit Pyrochlor, Magneteisen, Hornblende, rothem Feldspath, Eläolith etc. auf den Inseln des Langesundfjords. Die Zirkontypen dieser Vorkommnisse gehen über in die prismatischen Typen an den Vorkommnissen von Fredriksvärn, Tjose etc., sind wie diese von Pyrochlor begleitet und von tiefbrauner oder gelblicher Farbe. Der einzige auffällige Unterschied der herrschenden Combinationen besteht

darin, dass $3P3$ fast immer fehlt. Bei vereinzelt an verschiedenen sich hier anschliessenden Vorkommnissen finden sich auch mannigfache Variationen der Uebergangstypen, durch relative Flächenausdehnung, durch Hinzutreten von $2P$ etc.

Aus dem Obenstehenden ergibt sich, dass namentlich folgende Haupttypen unterschieden werden können:

1) Prismatische Krystalle, relativ früh auskrystallisiert und wesentlich von tiefbrauner Farbe, auf einer bestimmten Gruppe von plattenförmigen Gängen, namentlich in der Gegend Fredriksvärn bis Laurvik, welche wir als die Gruppe der Gänge von Fredriksvärn unterschieden haben; diesen schliessen sich in der Gegend des Langesundfjords die dortigen Pyrochlorvorkommnisse an, wobei jedoch bemerkt wurde, dass hier die Zirkone einen mehr pyramidalen Typus besitzen, und zwar mit vortretender Ausbildung von $3P$.

2) Pyramidale Krystalle mit stets vorherrschender Grundpyramide, gewöhnlich, wenn frisch, von hellerer (ledergelber, grauer etc.) Farbe und oft relativ später auf den Gängen auskrystallisiert. Sie fehlen auf den Gängen der Gruppe von Fredriksvärn und sind charakteristisch für die Ganggruppe der Gegend des Langesundfjords, welche als die Grenz-Ganggruppe unterschieden wurde. Diese Zirkone von den verschiedenen pyramidalen Typen mit vorherrschender Grundpyramide sind sehr häufig in dunkle amorphe Substanzen umgewandelt, durch wahrscheinlich noch in der späteren Periode der Gangbildung selbst eingetretene Umwandlungsvorgänge. Es stehen diese Verhältnisse mit den geognostischen Eigenthümlichkeiten der verschiedenen erwähnten Ganggruppen gewiss in naher Verbindung.

Dies wird namentlich in hohem Grade bestätigt, wenn wir die Typen der im Augitsyenit selbst in der Gesteinsmasse auftretenden Zirkone untersuchen. In der Hauptmasse des typischen Augitsyenits ist der Zirkon ein nur ganz accessorischer, in der Regel nur mikroskopisch vorhandener Bestandtheil. In dieser Form winziger Körnchen, welche nur mittelst des Mikroskops erkannt werden können, ist der Zirkon zwar recht verbreitet, keineswegs aber immer vorhanden; diese kleinen Zirkonkörnchen lassen oft keine regelmässige Begrenzung erkennen, bisweilen jedoch viereckige Durchschnitte des Grundprismas, selten ist auch die Combination $\infty P.P$ bestimmbar und bisweilen lässt sich noch das Vorhandensein anderer unbestimmbarer Flächen ($3P, 3P3$?) constatiren. In einigen wenigen Fällen ist aber der Zirkon reichlicher und schon makroskopisch erkennbar in bis mehrere Millimeter grossen Krystallen vorhanden. Dies ist namentlich der Fall mit einem Gestein von Sundsäs am Landgangsfjord, welches recht reich an Zirkon, ein echter Zirkonsyenit, ist. Ferner spärlich an mehreren Stellen bei Fredriksvärn und Laurvik (Fästningsö und Svenör bei Fredriks-

värn, Tjose bei Laurvik etc.), namentlich aber in den gestreiften Grenzvarietäten des Augitsyenits bei Stoksund, auf Arö, bei Lillegården habe ich hier und da makroskopisch erkennbare Zirkone beobachtet. In allen Fällen nun, in welchen ich in dem Gestein selbst die Combination der darin auftretenden makroskopischen Zirkone bestimmen konnte, zeigte es sich ausnahmslos, dass dieselben genau mit den Zirkonen von Fredriksvärn übereinstimmen, indem sie durch prismatische Ausbildung, mit den Flächen ∞P , P , $3P$, $3P3$, durch braune Farbe etc. charakterisirt sind. In einigen wenigen Fällen, in den Grenzvarietäten bei Stoksund und Lillegården, tritt gleichzeitig auch Pyrochlor in dem Gestein auf: beide Mineralien sind, obwohl sie etwas in ihrer Krystallisation gehindert gewesen sein müssen, doch in der Regel gut begrenzt, also früh auskrystallisirt, kurz: die Verhältnisse zeigen die grösste Uebereinstimmung mit denjenigen auf den Gängen von Fredriksvärn, weshalb wir wohl mit grosser Wahrscheinlichkeit annehmen dürfen, dass die Verhältnisse, welche bei der Gesteinsbildung selbst herrschend waren, auch bei der Bildung der Gänge der Fredriksvärngruppe stattgefunden haben müssen, und dass die Gänge der Grenzgruppe auf den Inseln des Langesundfjords, in welchen die pyramidalen Zirkone herrschen, etwas andere Bildungsvorgänge gehabt haben, als die Zirkone entstanden, was um so wahrscheinlicher wird, weil in dem Gestein kein Beispiel der pyramidalen Zirkone mit vorherrschender Grundpyramide beobachtet wurde.

Sehr interessant ist in dieser Beziehung auch eine kleine Stufe von der Insel Arö. Dieselbe zeigt einen braunen prismatischen Zirkon von ungefähr $\frac{1}{4}$ cm Grösse, mit den Flächen ∞P , P , $3P$. Dieser braune Zirkon bildet einen Kern, welcher von einer Schale von ledergrauem Zirkon mit pyramidalem Typus umgeben ist. Die äussere Schale zeigt nur die Flächen von P mit ganz schmaler Abstumpfung von ∞P . Es zeigt diese Stufe also, dass der braune prismatische Zirkon in diesem Falle unzweifelhaft eine ältere Bildung als der graue pyramidale Zirkon ist.

Ueber das Vorkommen des Zirkons auf den Gängen ist übrigens nur zu bemerken, dass er eines der häufigeren accessorischen Gangmineralien ist; namentlich auf den Gängen der Fredriksvärngruppe und den damit verwandten Gängen mit Pyrochlor und Eukolit-Titanit auf den Inseln des Langesundfjords kommt er oft in bedeutender Masse vor. Auf den übrigen Gängen des Langesundfjords ist er dagegen immer nur untergeordnet und fehlt oft ganz. Bemerkenswerth ist es ferner, dass kein einziger Fall von Zwillingbildung, welche ja jetzt sowohl aus Gesteinen (Gneissgranit des Gotthards etc.), als aus Gängen (Renfrew, Canada) bekannt ist, beobachtet wurde. Ferner, dass das Prisma $\infty P\infty$, welches für die Vorkommnisse von Hitterö, Arendal etc. so charakteristisch ist, immer nur ganz untergeordnet an den Zirkonen der Gänge des Augitsyenit auftritt.

In den sauren, rothen, Titanit-führenden Graniten respective Syeniten der Gegend von Christiania ist Zirkon recht häufig als rein mikroskopischer Bestandtheil, in winzigen Körnchen und Krystallen spärlich verbreitet. In kleinen Drusenräumen in dem, Aegirin und Arfvedsonit führenden Quarzsyenit oder Hornblendegranit bei Sognsvand nördlich von Christiania fand ich 1874 mit Herrn H. Reusch und S. Wleugell zusammen kleine (ca. 5 mm grosse) tiefbraune, matte Krystalle von Zirkon mit pyramidalem Typus, P allein oder P mit Abstumpfung von ∞P .

23. Thorit, Berzelius und Esmark, und Orangit, Krantz.

1829. J. J. Berzelius, Vet. Akad. Handl. S. 4 ff. Pogg. Ann. **15**, 633; **16**, 383 ff.
 1836. M. Thr. Esmark, Mag. f. Naturv. Christiania 1836, 2. Ser., **2**, 277.
 1843. Th. Scheerer, Neues Jahrb. f. Min. S. 642.
 1845. — Pogg. Ann. **65**, 298.
 1847. A. Dufrenoy, Traité d. Min. **3**, 579.
 1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. etc. **22**, 538.
 1854. A. Krantz, Pogg. Ann. **82**, 586.
 — C. Bergemann, Ebenda S. 564.
 1852. A. Damour, Ann. d. mines 4. Sér. **5**, 587; Compt. rend. **34**, 685 und Pogg. Ann. **85**, 555.
 — N. J. Berlin, Pogg. Ann. **85**, 556 und **87**, 608.
 — C. Bergemann, Ebenda **85**, 558.
 1854. H. Dauber, Ebenda **92**, 250.
 1856. D. Forbes, Edinb. new phil. journ. 1856, S. 60.
 1858. E. Zschau, Amer. journ. of science etc. 2. Ser. **26**, 359.
 1859. Th. Scheerer, Berg- u. Hüttenm. Zeit. **19**, 424.
 1864—63. J. J. Chydenius, Inaug.-Diss. Helsingfors 1864; Pogg. Ann. (1863) **119**, 43.
 1862. A. Des Cloizeaux, Man. de Min. S. 433.
 1866. A. Breithaupt, Min. Studien (Sep. aus d. Berg- u. Hüttenm. Zeit.) S. 82.
 1870. A. E. Nordenskiöld, Öfvers. af Sv. Vet. Akad. Förhandl. S. 554.
 1882. L. F. Nilson, Ebenda Nr. 7. Ref. diese Zeitschr. **9**, 223.
 1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. **9**, 258 etc.

Der Thorit wurde 1828 von Herrn M. Thr. Esmark, Sohn des alten Geologen Prof. J. Esmark und Entdecker einer grossen Anzahl neuer Mineralien auf den Gängen des Augitsyenits, auf der Insel Lövö gegenüber Brevik entdeckt. 1829 lieferte J. J. Berzelius, welcher das Mineral von dem Entdecker erhalten hatte, eine Analyse desselben und entdeckte dabei das neue Element Thorium.

Der Orangit wurde 1854 von dem bekannten Mineralienhändler Dr. A. Krantz unter einer Anzahl norwegischer Mineralien aus der Gegend von Brevik entdeckt. Prof. C. Bergemann meinte zuerst, in demselben ein neues Oxyd, die Donarerde, gefunden zu haben; indessen wiesen bald A. Damour und N. J. Berlin die Identität derselben mit der Thorerde nach, was dann auch Bergemann selbst später anerkannte.

Die beiden Mineralien wurden lange als specifisch verschieden angesehen, was namentlich durch die Differenzen im specifischen Gewichte, sowie in der Farbe und dem Wassergehalte begründet wurde. Indessen machte schon A. Damour (1852) darauf aufmerksam, dass beide recht genau übereinstimmen und wahrscheinlich ineinander übergehen, so dass der Orangit nur als eine reinere und frischere Varietät des Thorit aufzufassen

wäre; diese Auffassung wurde näher von Th. Scheerer (1859) begründet, indem Dieser das Zusammenvorkommen beider Mineralien genauer studierte und dabei beobachtete, dass der Thorit in der Regel die äussere Hülle eines Kerns von Orangit bildet; beide Mineralien besitzen nach Scheerer keine scharfen Grenzen gegeneinander, sondern sind oft innig miteinander verwachsen, wobei der Thorit stellenweise die inneren Theile grösserer Orangitpartien aderartig durchschwärmt. Auch J. Chydenius erklärte später (1864) beide Mineralien für identisch, doch mit verschiedenem Wassergehalte und verschiedenem specifischen Gewichte. A. Breithaupt beschrieb (1866) eine derbe Masse von Orangit und Thorit, zusammengewachsen »in der Art, dass der Orangit als das ältere Gebilde von dem Thorit umgeben wird«. . . »Beide Massen erscheinen hier in ihrer charakteristischen Beschaffenheit mit dem lebhaftesten Glanze, und es setzen sich die Spaltungsrichtungen des einen in das andere bei völlig paralleler Spiegelung fort. Daraus darf wohl gefolgert werden, dass Thorit mit dem Orangit isomorph sei« etc. . . »Eigentlich ist wohl der Orangit das ursprüngliche Mineral.« Dieselbe Auffassung wurde auch später von A. E. Nordenskiöld bestätigt, und es dürfte nach meinen eigenen Beobachtungen als unzweifelhaft angesehen werden, dass beide Mineralien nicht primär sind, sondern aus einem ursprünglichen doppeltbrechenden Mineral von der Zusammensetzung $ThSiO_4$ durch mit Wasseraufnahme verbundene Umwandlung hervorgegangen sind, wobei in manchen Fällen wahrscheinlich erst Orangit, später Thorit gebildet wurde.

Die ersten Krystalle von Thorit wurden von A. Dufrenoy erwähnt (1847) und als reguläre Oktaëder beschrieben; sie wurden an zwei Stufen mit Feldspath, Eläolith etc. in der Sammlung der »Ecole des mines« von ihm angetroffen. Von dem Orangit erwähnte zuerst schon Bergemann (1851) vollkommen wohlausgebildete tetragonale Pyramiden, ohne jedoch Winkelmessungen derselben mitzutheilen. 1854 beschrieb Dauber einen 40 mm grossen Orangitkrystall, welchen er als eine Pseudomorphose nach Feldspath auffasste. Seine Winkelangaben der beobachteten Flächen: (110), (010), (004), (024), ($\bar{2}$ 04) stimmen zwar recht gut mit denjenigen einer gewöhnlichen Feldspathcombination überein, trotzdem ist aber seine Auffassung ganz unwahrscheinlich und auch aus dem Grunde verdächtig, weil er als Stütze derselben die Analogie mit den Spreusteinkrystallen anführt, welche nach seiner Auffassung ebenso Pseudomorphosen nach Orthoklas wären. Da die letztere Auffassung ganz sicher unrichtig ist, dürfte dasselbe auch betreffs des Orangitkrystalles der Fall gewesen sein und nur ein, wie gewöhnlich, unvollkommen ausgebildeter Krystall vorgelegen haben. 1856 erwähnt Th. Forbes, dass er in der Weibye'schen Sammlung einen tetraëdrischen »Tritomitkrystall« gesehen hat, welchen er für Orangit halten möchte; ganz unzweifelhaft ist derselbe dennoch nur Tritomit gewesen.

{110}∞P. Sowohl eine der Pyramidenflächen, als zwei Prismenflächen sind nun plattenförmig mit Zirkon bedeckt; an der der Pyramidenfläche (111) angewachsenen Zirkonplatte kann man die Flächen (111) vorherrschend, ferner (110), (111) und (111) als schmale Leisten, endlich äusserst schmal auch (334) beobachten; die erwähnten Flächen sind, insofern dies nur mit dem Anlegegoniometer beurtheilt werden kann, den entsprechenden Flächen des Orangitkrystalles parallel. Da der Zirkon hier vollkommen frisch erscheint, ist es um so mehr auffallend, dass der Orangitkrystall der gewöhnlichen, später zu erwähnenden Umwandlung unterlegen ist.

Spaltbarkeit. Die Spaltungsrichtungen, welche an Thorit oder Orangit auftreten, und welche von verschiedenen Verfassern erwähnt wurden, sind gewiss immer secundär. Die mikroskopische Untersuchung lehrt jedoch (s. unten), dass der Thorit ursprünglich eine gute Spaltbarkeit nach ∞P, entsprechend derjenigen des Rutil, Zirkon und Xenotim, besessen haben muss. Der Bruch ist immer muschelig, theils, bei den dichten Varietäten des Thorit, grossmuschelig, theils, bei den stark zersprungenen Varietäten des Orangit, kleinsmuschelig, splittrig, harzähnlich, oft scheinbar regelmässig spaltend. Wenn z. B. Bergemann eine Spaltungsrichtung erwähnt, so ist dies ganz gewiss nur eine secundäre Brucherscheinung; denn eine, oft recht gute, Spaltbarkeit ist oft an Orangitkrystallen zu beobachten, hat aber keine regelmässige krystallographische Orientirung. Die von Zschau erwähnten Spaltungsrichtungen nach ∞P und weniger vollkommen nach ∞P∞ dürften, wie die von mir beobachtete, auch sicherlich nur als Spuren einer früher vorhandenen ursprünglichen Spaltbarkeit zu deuten sein.

Die Härte ist ca. 4,5. Der Thorit und der Orangit besitzen beide ungefähr dieselbe Härte, welche jedoch nicht constant, sondern an den verschiedenen Vorkommnissen etwas verschieden ist; sämmtliche von mir untersuchten Varietäten zeigten sich weniger hart als frischer Apatit.

Das specifische Gewicht wird für den Thorit verschieden angegeben zu 4,4—4,8*), für den Orangit zwischen 5,49—5,40**).

Chemische Zusammensetzung. Der echte Thorit wurde zuerst von Berzelius, später unvollständig von Bergemann analysirt. Die Varietäten von Arendal und Hitterö, welche beide von G. Lindström analysirt wurden, sind ebenso wie das von P. Collier analysirte amerikanische Vorkommen durch einen bedeutenden Urangehalt charakterisirt und sind wohl am besten mit einem besonderen Varietätsnamen als Uranothorit Collier zu bezeichnen. Der Orangit wurde von Bergemann, Damour, Berlin und Chydenius analysirt. Die bis jetzt (1887) publicirten Ana-

*) 4,68 Berzelius, 4,686 Bergemann, 4,344—4,397 Chydenius, 4,38 Lindström, 4,62—4,8 Weibye etc.

**) 5,49 Damour, 5,34 Krantz, 5,397 Bergemann etc.

lysen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt; 1, 2, 3, 4 sind Analysen von Orangit, 5, 6 von Thorit, 7, 8 und 9 von Uranothorit.

	1. Brgm.	2. Dam.	3. Berlin	4. Chyd.	5. Berz.	6. Brgm.	7. Lndst.	8. Lndst.	9. Coll.
Kieselsäure	17,69	17,52	17,78	17,76	19,31	19,21	17,04	17,47	19,38
Thorerde	71,25	71,65	73,29	73,80	58,91	57,00	50,06	48,66	52,07
Uranoxyd	—	1,13	} 0,96	—	1,64	—	9,78	9,00	9,96**)
Bleioxyd	—	0,88		1,18	0,83	—	1,67	1,26	0,40
Eisenoxyd	0,31	0,31		—	3,46	—	7,60	6,59	4,01
Manganoxyd	0,21	0,28		—	2,43	—	Spur	0,43 (Mn O)	—
Thonerde	—	0,17	—	—	0,06	—	—	0,12	0,33
Kalk	4,04*)	1,59	0,92	1,08	2,62	—	1,99	—	2,34
Magnesia	—	—	—	—	0,36	—	0,28	0,05	0,04
Ceritoxyde	—	—	—	—	—	—	1,39	1,54	—
Yttererden	—	—	—	—	—	—	—	1,58	—
Alkalien	0,80	0,47	—	—	0,26	—	—	0,30	0,11
Phosphorsäure	—	—	—	—	—	—	0,86	0,93	—
Wasser	6,90	6,14	7,12	6,45	9,66	9,17	9,46	10,88	11,31
	100,70	100,14	100,07	100,27	99,54		100,13	100,20	99,95

/ Wie man sieht, differirt die Zusammensetzung der verschiedenen untersuchten Vorkommnisse zum Theil recht bedeutend. Was nun erstens den Wassergehalt betrifft, so haben schon mehrere Verfasser (Norden-skiöld, Rammelsberg, Groth etc.) mit Recht darauf hingewiesen, dass dieser secundär und also unwesentlich ist, indem der Thorit etc. ebenso, wie das am Nächsten übereinstimmende Mineral, der Malakon, bei der stattgefundenen Umwandlung in optisch isotrope Substanzen Wasser aufgenommen hat, welches der Zusammensetzung desselben ursprünglich fremd war; ich kann diese Auffassung nur als unzweifelhaft, als die einzig wahrscheintliche bestätigen, wie aus der unten folgenden optischen Untersuchung zu ersehen. In diesem Falle wäre dann aber die ursprüngliche Zusammensetzung des reinen Thorit, analog dem Zirkon, Rutil, Zinnstein, $ThO_2 \cdot SiO_2$ oder $Th \cdot SiO_4$, entsprechend dem von L. F. Nilson festgestellten Atomgewicht des Thorium: 81,50 ThO_2 und 48,50 SiO_2 . Wie man sieht, enthalten die meisten Analysen in Betracht des Wassergehaltes eine etwas zu grosse Quantität SiO_2 , welche jedoch in diesen Fällen ohne Zweifel secundär sein dürfte. Was den Urangehalt betrifft, so hat schon L. F. Nilson mit Recht darauf aufmerksam gemacht, dass derselbe wahrscheinlich als Uranioxyd UO_2 an Stelle der Thorerde ThO_2 vorhanden sei, eine Annahme, welche jetzt um so wahrscheinlicher wird, als auch in den Varietäten des Uranpicherzes, dem Cleveit und dem Bröggerit, nach Blomstrand

*) Mit CO_2 , Verunreinigung als Kalkspath.

**) Von Collier als Urantrioxyd angegeben.

ThO_2 an Stelle von UO_2 eintritt. Es entspricht dann auch in den Analysen ein höherer Urangehalt einem relativ kleineren Thoriumgehalte. Vielleicht dürfte auch der kleine Bleigehalt auf eine geringe isomorphe Beimischung von Blei statt Thorium zurückzuführen sein (vergl. auch den Bleigehalt der Uranpecherze). In den relativ reinen Orangiten betragen die übrigen Bestandtheile nur 1 bis ca. 3%, nämlich Kalk, Alkalien, Thonerde, Eisenoxyd und Manganoxyd, welche alle vielleicht von fremden, zugeführten Verunreinigungen herrühren dürften. Noch mehr verunreinigt sind die Thorite von Brevik, besonders aber die Uranothorite von Arendal; namentlich gilt dies in Bezug auf den grossen Gehalt an Eisenoxyd. Wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, ist der schwarze Uranothorit von Bjelland bei Arendal von einem feinen schwarzen Staube, welcher sich stellenweise zu undurchsichtigen Massen anhäuft, erfüllt. Stellenweise sind diese Staubkörnchen grösser und liessen sich aus der fein gepulverten Masse mit dem Magnetstabe ausziehen. In Dünnschliffen von rothen Krystallen desselben Vorkommens ist das ganze Präparat auf Spalten von Eisenoxydhydrat durchdrungen. Es unterliegt hier keinem Zweifel, dass in beiden Fällen der Eisengehalt von diesen fremden Verunreinigungen herrühren muss, welche in dem noch relativ frischen schwarzen Mineral als Magneteisen die schwarze, in den durch dessen Verwitterung angegriffenen rothen Varietäten als Eisenoxydhydrat die rothe Farbe des Minerals bewirkt haben. Ebenso dürften auch die anderen Bestandtheile auf Verunreinigungen zurückzuführen sein; die Ceritoxyside und Yttererden sowie die Phosphorsäure möchte ich am wahrscheinlichsten einer Verunreinigung durch Monazit resp. Xenotim, welche Mineralien beide an den zahlreichen Thoritvorkommnissen Arendals und auch auf Hitterö häufig sind, oder vielleicht richtiger auf Lösungsproducte dieser Mineralien, welche in Verbindung mit der amorphen Umwandlung des Thorit hinzutreten, zurückführen.

Optische Untersuchung. Die Farben des Orangit sind sehr verschieden. An den reinsten Varietäten herrscht eine hübsche Orangefarbe, welche durch verschiedene gelbe und braune Nuancen in tiefbraune Farben übergeht. Der Thorit ist gewöhnlich pechschwarz und rüthlich- bis bräunlichschwarz, seltener schwarz mit einem Stich ins Grünliche. Der Orangit ist in den schönsten Varietäten durchsichtig bis durchscheinend mit starkem Glasglanz, der Thorit gewöhnlich kantendurchscheinend bis undurchsichtig in etwas dickeren Platten, theils mit Glasglanz, theils fettartig glänzend. Schon frühere Verfasser, später namentlich Nordenskiöld, haben beobachtet, dass sowohl der Orangit, als der Thorit sich nicht, wie die äussere Form fordert, doppeltbrechend, sondern optisch isotrop verhalten. Da es mir von Interesse schien, dies Verhältniss genauer zu untersuchen, habe ich eine grössere Anzahl Dünnschliffe der betreffenden Mineralien auf ihre optischen Verhältnisse näher geprüft, um möglicherweise aus den optischen

Eigenschaften Schlüsse auf die bei der Umwandlung von einer ursprünglichen doppeltbrechenden zu der jetzt vorhandenen isotropen Substanz stattgefundenen Vorgänge ziehen zu können.

Von einem sehr hübsch frischen, orangegelben Orangit, mit harzähnlichem Glanz und flachmuscheligem Bruch, welcher noch deutlich die Formen ∞P , P zeigte, wurden Präparate nach OP und nach ∞P verfertigt. In dem Schliff nach $\{001\}OP$ zeigte sich, dass die grösste Masse desselben aus einer vollkommen durchsichtigen, schwach gelblich gefärbten isotropen Substanz besteht; in dieser durchsichtigen Masse sind spärlicher kleinere und grössere, oft lappige oder fingerförmig verzweigte Partien einer opaken, etwas dunkler gelb gefärbten, ebenfalls isotropen Substanz zerstreut, in welcher bei starker Vergrösserung ein flockiger trüber Staub in Masse angehäuft ist. Auf feinen Sprüngen in ganz geringer Menge eine farblose, doppeltbrechende Substanz. Da Schnitte nach ∞P dieselben Verhältnisse zeigen, sind die beiden isotropen Substanzen amorph. ||

Ganz ähnliche Verhältnisse zeigten auch Schnitte eines zweiten, tiefer orange gefärbten Orangits von Arö, auch von einem Krystall nach OP und nach ∞P geschliffen. An dem Querschnitte nach OP sieht man makroskopisch, dass er aus matten oder fettartig glänzenden, opaken, orange gefärbten Partien und aus einer durchsichtigen, theils orange gefärbten, theils braunen, harzähnlichen Substanz besteht. Auch sieht man schon makroskopisch eine ausgezeichnete Gitterstructur nach ausgefüllten Spalten || ∞P . Unter dem Mikroskope zeigte sich die opake Substanz wie im vorigen Falle weniger durchsichtig, getrübt und tiefer gefärbt, als die durchsichtige Substanz, welche hellgelb gefärbt ist; beide optisch isotrop. Ausserdem zeigt sich unter dem Mikroskope ein ziemlich regelmässiges, rechtwinkliges Netzwerk einer farblosen Substanz, welche die beiden anderen durchschwärmt; diese farblose Substanz ist auch hier doppeltbrechend, mit verschwommener Aggregatpolarisation. Selbst bei stärkster Vergrösserung liess sich aber keine deutliche Individualisirung darin erkennen, wahrscheinlich besteht dieselbe aus einem äusserst feinfaserigen Filz, dessen Fasern im Allgemeinen senkrecht zu den Spalten stehen. Dies Netzwerk wurde bei dem frischen ursprünglichen Mineral wohl von Blätterdurchgängen nach ∞P gebildet, und die Spalten sind (wie bei der Serpentinisirung des Olivin) auf die Weise ausgefüllt worden, dass die Fasern sich senkrecht zu der Fläche der Spalten orientirten, wobei die mittlere Füllung der Spalten oft aus der erwähnten harzähnlichen, in dickeren Schichten braunen, unter dem Mikroskope gelben oder fast farblosen, amorphen Substanz besteht. Die Auslöschung der angenommenen Fasern ist in der Regel parallel und senkrecht zur Fläche der Spalte; in anderen Fällen bei unregelmässigerem Verlaufe der Spalten muss man aus der Auslöschung auf sphärolithische oder auch ganz unregelmässige Aggregation der Fasern schliessen. Was für ein Mine-

ral hier vorliegt, ist in Betracht der Kleinheit der Spalten wohl unmöglich zu entscheiden.

Es ergibt sich also aus dem Obenstehenden, dass selbst die vollkommen frisch aussehenden, orangefarbigten, durchsichtigen bis durchscheinenden Orangite durch und durch, grösstentheils in amorphe Substanzen umgewandelt sind.

Aus einem dunkelbraunen, undurchsichtigen Thorit, welcher orangefarbige Flecken von Orangit eingesprengt enthielt, wurde ein guter Krystall zu einem Dünnschliff ungefähr $\parallel OP$ aufgeopfert. Unter dem Mikroskope zeigte sich dieser bestehend aus einer amorphen gelblichen, mit Eisenoxydhydrat imprägnirten durchsichtigen Substanz; ferner (entsprechend den makroskopischen, orangefarbigten Flecken) aus einer trüben, opaken, gelblichen, ebenso amorphen Substanz; zwischen diesen beiden amorphen Substanzen ein dichtes, unregelmässiges Netzwerk von farblosen, doppeltbrechenden Substanzen, welche wir etwas näher betrachten wollen. In der Mitte der einzelnen Adern des Netzwerkes sieht man gewöhnlich zuerst eine feine Spaltenausfüllung von Eisenoxydhydrat, beiderseits von farbloser, doppeltbrechender Substanz umgeben. Diese letztere ist recht stark doppeltbrechend und zieht sich von der einen Ader im Präparate zu der anderen, überall im ganzen Präparate mit derselben Orientirung. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt sich diese Substanz in convergentem Lichte optisch **!!** einaxig und positiv. Um dieselbe ist wieder beiderseits noch eine zweite farblose und schwächer doppeltbrechende Substanz, welche mit der oben von dem gelben Orangit beschriebenen übereinstimmt, orientirt. Diese löscht parallel und senkrecht zur Längsrichtung der Ader der doppeltbrechenden Substanzen an jeder Stelle aus und zeigt dieselbe verschwommene Auslöschung, wie oben erwähnt. Endlich kommt ausserhalb dieser doppeltbrechenden Substanzen die oben erwähnte trübe, amorphe, gelbe Substanz.

Das Eisenoxydhydrat in der Mitte zeigt deutlich, dass dies eine Spaltenfüllung ist; in der Regel ist aber die farblose, optisch positive Substanz nicht in der Mitte getrennt und dann die Spalte mit Eisenoxydhydrat gefüllt. Es wäre demnach wohl möglich, dass die farblose optisch positive Substanz selbst nicht eine Spaltenfüllung ist, sondern dass sie, eben weil dieselbe reichlich vorkommt und überall im Präparate gleich optisch orientirt ist, der einzige Rest des ursprünglichen Thorit wäre, was mit dem einaxigen, optisch positiven Charakter und der Richtung des Dünnschliffes ungefähr $\parallel OP$ übereinstimmen würde. Mit der Annahme, dass hier Zirkon vorliege, stimmen die Interferenzfarben und das Aussehen des Minerals nicht, ebenso dürfte Quarz wohl ausgeschlossen sein, weil die kleinen Flecken deutliche Spaltbarkeit zeigen, und dann ausserdem die mit der krystallographischen Orientirung des Dünnschliffes übereinstimmende, durchgehend gleiche Orientirung des Minerals ganz zufällig sein müsste, was wohl kaum wahr-

scheinlich ist. Andererseits zeigt die bisweilen vorkommende Mittellinie der Adern von Eisenoxydhydrat, dass jedenfalls hier eine Aufspaltung stattgefunden haben muss, und der erste Anblick des Adernetzes der doppeltbrechenden Substanzen macht eher den Eindruck eines Spaltennetzes, als eines Netzwerkes von Resten einer ursprünglichen Substanz. Erinnern wir uns aber der oben beschriebenen Verhältnisse bei der Zersetzung des Zirkons, so können wir es als wahrscheinlich ansehen, dass auch bei dem Thorit ganz analog diese stark aufgespaltenen Partien eben die ursprüngliche Substanz in spärlicher Erhaltung darstellen. Wenn die letztere Annahme richtig wäre, würde also in diesem einen Falle — obwohl eine sichere Entscheidung dieser Frage nicht möglich ist — der ursprüngliche Thorit in Resten vorliegen, während sonst in allen untersuchten Proben ganz sicher nur amorphe Umwandlungsproducte desselben vorhanden sind; auch in diesem Präparate zeigt sich ja übrigens bei weitem die grösste Masse des Präparates aus den beiden gewöhnlichen amorphen, durch die Umwandlung gebildeten Substanzen bestehend.

Mehrere andere dunkle Orangite zeigten sich durch und durch isotrop; gewöhnlich sind zwei verschiedene amorphe Substanzen, eine durchsichtige und eine opake, vorhanden; bei stärker zersetzten Proben ist auch Eisenoxydhydrat ausgeschieden.

Vollkommen isotrop, durchsichtig mit grünlichgelber Farbe, zeigte sich auch ein Orangit von Rörvik bei Arendal, aus einem Pegmatitgange.

Ein schwarzer Thorit von Arö zeigte sich unter dem Mikroskope theils aus einer gelblich durchsichtigen, theils aus einer trüben, opaken, amorphen Substanz bestehend; ausserdem war sehr reichlich Eisenoxydhydrat ausgeschieden auf zahlreichen Spalten. An einer kleinen Partie des Dünnschliffes zeigten sich ferner genau dieselben Verhältnisse, welche oben an dem Orangit-Thorit von Arö erwähnt wurden. Andere schwarze oder röthliche Thorite von den Inseln des Langesundfjords zeigten sich durch und durch isotrop.

Ein schwarzer Uranothorit von dem Pegmatitgange bei Bjelland bei Arendal zeigt sich in Dünnschliffen nach ∞P und $0 P$ durch und durch isotrop, bestehend aus einer amorphen, gelblich durchsichtigen Substanz; diese ist mit einen feinen, undurchsichtigen, schwarzen Staube imprägnirt, stellenweise in solcher Masse, dass das Präparat ganz undurchsichtig wird. Aus einem fein gepulverten Krystall konnte ich mit dem Magnet eine Quantität des schwarzen Pulvers leicht ausziehen, welches die gewöhnlichen Eisenreactionen gab und unter dem Mikroskope im auffallenden Lichte metallisch glänzend wie Magneteisen aussah. Dass diese Substanz in der That Magneteisenerz ist, kann auch kaum zweifelhaft sein. Denn von demselben Vorkommnisse hatte ich auch rothe Uranothoritkrystalle gesammelt, deren Dünnschliffe statt des schwarzen Staubes von Magneteisenerz sich durch und

durch mit rothem Eisenoxydhydrat imprägnirt erweisen. Entsprechend verhalten sich auch andere rothe Uranothorite von den Pegmatitgängen bei Arendal, auf Hitterö und bei Moss: namentlich sehr reich an Eisenoxydhydrat zeigte sich ein solcher von Kloppene bei Arendal. Diese tief ziegelrothen Uranothorite verdanken also, wie es scheint, immer ihre Farbe einer starken Verunreinigung durch Eisenoxydhydrat.

Da in solchen Krystallen, in welchen Orangit und Thorit zusammen vorkommen, der erstere, wie die mikroskopische Untersuchung lehrt, augenscheinlich nur stellenweise Reste von öfters trüber, opaker, amorpher Substanz bildet, ist es wahrscheinlich, dass bei der Umwandlung des ursprünglichen frischen Thorit zuerst durch Wasseraufnahme eine mit Trübung der Masse verbundene Umlagerung in eine amorphe Substanz stattgefunden haben muss, und dass mit fortgesetzter Wasseraufnahme auch weitere Zersetzung, Absetzen von Neubildungsproducten auf Spalten etc. verbunden war.

Vorkommen. Der Thorit wie der Orangit kommt auf den Inseln des Langesundfjords, obwohl immer in geringer Masse, doch recht verbreitet vor. Das älteste Vorkommen von schwarzem Thorit auf Lövö, gegenüber Brevik, ist schon längst ausgebeutet; recht häufig in kleinen, selten mehr als zollgrossen, gewöhnlich nur einige Millimeter grossen unregelmässigen Klumpen findet sich namentlich Orangit auf den Gängen der Scheeren bei Barkevik (schön orangeroth), auf Hää, Sigtesö, auf den Gängen der Arö-scheeren, Arö etc. Dagegen nur als äusserste Seltenheit auf Låven; in der Gegend von Laurvik und Fredriksvärn habe ich selbst nie weder Orangit noch Thorit gefunden. Auf den Gängen des Langesundfjords scheinen Thorit und Orangit theils relativ früh, theils etwas später gebildet zu sein. Die Krystalle des Thorit sind hier immer unvollkommen, ebenso die Orangitkrystalle; gewöhnlich findet man aber nur unregelmässig begrenzte Klumpen in Feldspath etc. Faustgrosse Massen sind sehr selten; Zschau erwähnt schon ein Stück von $2\frac{1}{2}$ Unzen Gewicht. Sehr grosse Stücke von tiefbraunem Orangit finden sich in der Sammlung des Gutsbesitzers O. Cappelen, Holden, Norwegen, und in dem Reichsmuseum in Stockholm. Das grösste Stück von Orangit, in der Sammlung der Universität Stockholm, wiegt ungefähr 200 g, der grösste Krystall von Thorit (rothbraun, von den Arö-scheeren, P allein) wiegt ca 50 g. Die Bruchstücke eines grösseren Krystalls desselben Vorkommens zusammen wenigstens 240 g.

In bei weitem grösserer Masse ist der Uranothorit in den letzten Jahren auf den Pegmatitgängen bei Arendal vorgekommen. Auf den Gängen des Augitsyenits der Inseln des Langesundfjords ist dagegen in den späteren Jahren der Thorit und der Orangit so selten geworden, dass es sich kaum mehr lohnt, nach diesen Mineralien zu suchen, um so mehr, weil dieselben hier fast nie auf einem Gange in grösserer Menge angetroffen werden.

23a. Calciothorit, Brögger.

1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. S. 259.

Schon vor vielen Jahren entdeckte ich auf der Insel Låven ein in kleinen Körnern spärlich auftretendes, mit schön weinrother Farbe durchscheinendes Mineral, welches keiner mir bekannten Mineralspecies ähnlich schien; erst im Jahre 1884 erhielt ich dasselbe in hinreichender Menge und in hinreichend grossen reinen Stücken, um eine nähere Untersuchung desselben ausführen zu können, und zwar gleichzeitig von Låven und von Arö. Von dem letzten Vorkommen erhielt ich das Mineral als ungefähr nussgrosse, reine, nierenförmige Klumpen in Analcim (wahrscheinlich aus Eläolith gebildet) und stark zersetztem Feldspath eingewachsen. In Glanz, Farbe und Durchsichtigkeit erinnert das Mineral in Bruchstücken lebhaft an das altbekannte Vorkommen von tiefrothem Almandingranat bei Tvedestrand in Norwegen, während die Farbe jedoch näher besehen ein wenig mehr in's Braune neigt; der Bruch ist muschelig, ohne Spur von regelmässiger Spaltbarkeit. Das Mineral ist nämlich vollständig amorph, im Dünnschliffe isotrop und, was die äussere Begrenzung betrifft, immer ohne Spur von Krystallflächen. Im Dünnschliffe zeigt sich das in dickeren Platten schön weinrothe Mineral fast vollständig farblos. $H. = 4,5$; spec. Gew. = $4,114$ (nach Bestimmung von Prof. P. T. Cleve).

Die chemische Zusammensetzung wurde gütigst von Prof. P. T. Cleve untersucht; er fand an dem bei 100° C. getrocknetem Material*):

		Quotientenzahlen
SiO_2	21,09	0,3545
ThO_2	59,35	0,2398
Ce_2O_3 (Ceritoxyd)	0,39	0,0042
Y_2O_3 (Yttererden)	0,23	0,0010
Al_2O_3	1,02	0,0099
Mn_2O_3	0,73	0,0047
CaO	6,93	0,1244
MgO	0,04	0,0010
Na_2O	0,67	0,0108
H_2O (Glühverlust)	9,39	(0,4544 +) 0,0707
	<u>99,84</u>	

Werden die Sesquioxyde als in einem Silicat $(\overset{1}{R}O)_4 SiO_4$, die Verbindung $ThSiO_4$ ersetzend, vorhanden aufgefasst, wird ferner ein Theil des

*) Schon bei 400° C. gab das Mineral $2,8\%$ seines Gewichtes ab.

R_2O -Gehalt als wesentlich (127 %) und mit den RO - und R_2O -Oxyden im Silicat $R, R_{2,2}SiO_4$ befindlich angesehen, während die Hauptmasse des Wassers als nicht zur ursprünglichen Zusammensetzung des Minerals gehörend angenommen wird, so erhält man:

ThO_2	0,2398			
SiO_2	0,2398			
		0,4796	$ThSiO_4$	
R_2O_3	0,0468			
SiO_2	0,0084			
		0,0552	$(RO)_{1,4}SiO_4$	
$(R, R_2)O$	0,2066			
SiO_2	0,1033			
		0,3099	$(R, R_{2,2})SiO_4$	
				0,1033 SiO_2

entsprechend $5 [ThSiO_4] \cdot 2 [Ca_2SiO_4] + \text{ca. } 10 \text{ aq.}$

Ueber die chemischen Reactionen des Minerals hat Prof. P. T. Cleve mitgetheilt: »Borsäure konnte nicht nachgewiesen werden: nur eine Spur von Phosphorsäure. Das Mineral gelatinirt mit Säuren vor dem Glühen leicht und vollständig, nach dem Glühen dagegen nicht. Im Kolben erhitzt giebt es reichlich Wasser ab; beim Glühen wird es weiss, ohne zu schmelzen.«

Das Mineral zeigte sich im Dünnschliffe vollständig homogen: von einer Verunreinigung, etwa mit Wollastonit, kann deshalb keine Rede sein. Das vollständige Fehlen jeder krystallographischen Begrenzung scheint mir die Annahme wahrscheinlich zu machen, dass das Mineral am nächsten als eine erhärtete Gallertmasse aufzufassen ist; zur Bildung dieser Gallertmasse dürfte vorzugsweise der Thorit der Gänge, neben aufgelöstem Calciumsilicat, das Material abgegeben haben; dass eine ziemlich genaue Proportion 5:2 der Hauptbestandtheile des Minerals beobachtet wurde, dürfte demnach wahrscheinlich zufällig sein und diese Zusammensetzung kaum constant sein. Ob der Thorit, dessen Bestandtheile die Hauptmasse des Minerals ausmachen, selbst ursprünglich einen Gehalt an $(R, R_2)_2SiO_4$ gezeigt habe oder nicht, und ob ferner das Mineral an Ort und Stelle durch molekulare Umlagerung unter gleichzeitiger Lösung und Zerstörung der ursprünglichen Thoritform durch eine Art Pseudomorphosenbildung gebildet ist, oder ob es durch transportirte Lösungen als eine Gallertmasse abgesetzt wurde, lässt sich wohl kaum sicher entscheiden; mir scheint die letzte Annahme, wie gesagt, im vorliegenden Falle die wahrscheinlichere.

Die Eigenschaften dieses Minerals, welches ich, um es von anderen aus Thorit hervorgegangenen Umwandlungsproducten getrennt zu halten, mit dem Namen Calciorthorit bezeichnen will, belehren uns darüber, wie eine Anzahl anderer amorpher, besonders Thor-reicher Mineralien unserer Gegend aufzufassen sind.

23b. Eukrasit, S. R. Paijkull, 1877.

1877. S. R. Paijkull, Geol. Fören. Förhandl. 3, 350—351.

Unter diesem Namen führte Paijkull ein von ihm entdecktes, an Thorerde reiches Mineral ein, welches nach seiner Analyse folgende Zusammensetzung besitzen soll:

SiO_2	16,20	0,2700	}	0,3252	}	0,3765					
TiO_2	4,27	0,0159									
SnO_2 (?)	1,15	0,0076									
ZrO_2	0,60	0,0050									
MnO_2	2,34	0,0267	}	0,1679							
ThO_2	35,96	0,1362									
CeO_2	5,48	0,0317									
CeO_3	6,13	0,0486	}	0,0936 = 0,1404 RO_2							
La_2O_3, Di_2O_3	2,42	0,0073									
Y_2O_3	4,33	0,0495									
Er_2O_3	1,62	0,0042									
Fe_2O_3	4,25	0,0267									
Al_2O_3	1,77	0,0173	}	0,1364 = 0,0682 RO_2							
CaO	4,00	0,0715									
MgO	0,95	0,0237									
K_2O	0,11	0,0012									
Na_2O	2,48	0,0400									
Glühverlust (H_2O)	9,15	0,5083									
<hr/>		400,24									

Wenn TiO_2 , SnO_2 , ZrO_2 , MnO_2 als SiO_2 ersetzend, ferner CeO_2 , die Sesquioxyde, die RO - und R_2O -Oxyde als ThO_2 ersetzend aufgefasst werden, erhält man ungefähr eine Zusammensetzung $ThO_2.SiO_2(+2H_2O)$.

Es führen die Zahlen aber, wie man sieht, nicht genau auf eine einfache Formel des Minerals*). Es beruht dies ziemlich sicher darauf, dass das analysirte Mineral eine ähnliche amorphe Beschaffenheit besessen hat, wie der Thorit, der Orangit, der oben erwähnte Calciorthorit etc. und deshalb keine bestimmte Zusammensetzung besitzen konnte.

Paijkull giebt zwar an, dass sein Eukrasit »krystallisirt wäre, wahrscheinlich im rhombischen Systeme.« Er selbst scheint jedoch keine Krystalle

*) Wie Paijkull seine Formel: $(\frac{2}{3}RO_2 + \frac{1}{3}R_2O_3 + \frac{1}{3}RO).SiO_2 + 2aq$ erhalten hat, ist mir unverständlich.

gehabt zu haben, sondern seine Angabe basirt auf der willkürlichen Annahme, dass sein Eukrasit mit einem für Polykras gehaltenen krystallisirten Mineral von Brevik identisch sei*), welches nach N. B. Möller nur Polymignyt ist. Im schwedischen Reichsmuseum befindet sich nun ein grosses Stück eines Minerals, welches mit dem Eukrasit nach Paijkull's Beschreibung vollkommen übereinstimmt, mit der Etikette: »Thorerde-mineral von S. R. Paijkull, von Borsrö, Barkevik, Brevik, Norwegen«; dies Mineral ist also, wie die Etikette zeigt, von Paijkull gekauft und ist ziemlich unzweifelhaft das Originalstück seiner Eukrasitanalyse. Ein aus diesem Stücke dargestellter Dünnschliff zeigt nun, dass der Eukrasit vollständig isotrop ist, und zwar wie bei allen derartigen amorphen Mineralien voll von feinen Sprüngen, längs welchen theilweise eine Ausscheidung eines gelbbraunen Pigments stattgefunden hatte; sonst ist das Mineral im Dünnschliff recht homogen, durchsichtig mit hellgelber Farbe. Die Stufe zeigt den Eukrasit als eine tiefbraune, plattenförmige Masse ganz ohne jede Krystallbegrenzung, mit einer 1 mm dicken, braungelben Ockerkruste bedeckt, von schwarzem chloritisirtem Biotit etc. durchsetzt und mit violettem Flussspath gemengt; das anhaftende Ganggestein zeigt den für die Pyrochlor-führenden Gänge charakteristischen tiefrothbraunen Feldspath, Eläolith, schwarzen Glimmer etc.

Der Eukrasit ist wie die damit verwandten Mineralien spröde, mit uneben muscheligen Bruch, fettartigem Glanz. Der Strich ist braun. Vor dem Löthrohre schmilzt er in Splittern schwierig und wird etwas entfärbt; von HCl wird er nur theilweise, von Schwefelsäure vollständig zersetzt. H. 4,4—5. Spec. Gew. nach Paijkull = 4,39.

*) Die Angaben von Scheerer und Breithaupt, welche Paijkull erwähnt, beziehen sich nicht auf ein Mineral von Brevik, sondern auf den echten Polykras von Hitterö.

23c. Freyalith, Esmark, 1878.

1878. Damour, Bull. d. l. soc. min. d. France, 1, 38—35.

Der von Esmark entdeckte, von Damour untersuchte braune Freyalith stammt, so viel ich weiss, von den Barkevikscheeren; seine Farbe ist heller braun, als die des Eukrasit, und seine Durchsichtigkeit etwas grösser; der Strich ist gelblichgrau. Damour's Analyse gab:

SiO_2	20,02
CeO_2 und Ce_2O_3	28,80
La_2O_3 und Di_2O_3	2,47
ThO_2	28,39*)
Al_2O_3 und ZrO_2 (?)	6,34*)
Fe_2O_3	2,47
MnO_2 und Mn_2O_3	1,78
Na_2O und K_2O	2,33
H_2O	7,40
Flüchtige Bestandtheile	0,82
	<hr/> 400,79

Spec. Gew. 4,06—4,17 (nach Damour). Zum Unterschiede von Eukrasit wird er nach Damour von Säuren leicht zersetzt und giebt gelatinöse SiO_2 ; das saure Filtrat giebt mit Oxalsäure weissen Niederschlag; bei der Lösung in HCl entwickelt sich Chlor etc.; im Rohre erhitzt giebt er Wasser, decrepitiert und wird weiss; vor dem Löthrohre bläht er sich auf ohne zu schmelzen.«

Der Freyalith ist ebenso wie der Eukrasit amorph und auf ähnliche Weise gebildet wie der Calciothorit; er ist wie diese niemals regelmässig begrenzt, sondern bildet kleine, spröde, nierenförmige Klumpen, welche als erhärtete Gallerte angesehen werden müssen. Alle drei Mineralien scheinen sich vom Thorit abzuleiten; wahrscheinlich giebt es ausser diesen drei genauer untersuchten amorphen Thorerdemineralien noch eine ganze Reihe anderer, welche andere Mischungen darbieten. Erinnern wir uns, dass der Thorit und der Orangit selbst immer amorphe wasserhaltige Umwandlungsproducte eines krystallisirten, wasserfreien Minerals sind, so

*) Im Referate von P. Groth in dieser Zeitschr. 3, 688 steht, offenbar durch einen Druckfehler, Thonerde 28,39 und Thorerde und Zirkonerde 6,34, anstatt Thorerde 28,39 und Thonerde etc. 6,34; im französischen Original steht an der ersten Stelle »Thorine«, an der zweiten »Alumine et zircone«.

könnte man wohl die drei erwähnten amorphen Mineralien Calciothorit, Eukrasit und Freyalith auch als einfache Pseudomorphosen des ursprünglichen wasserfreien Thorit ansehen oder vielleicht auch von wasserfreien Thoriten, in welchen ein Theil der ThO_2 durch CeO_2 etc. sowie durch $\overset{H}{R}O$ - oder $\overset{H}{R}_2O$ -Oxyde ersetzt gewesen wäre. Es lässt sich zwar die Möglichkeit einer solchen Auffassung nicht bestreiten; andererseits spricht aber die unregelmässige, nierenförmige Begrenzung, welche nicht nur diesen Mineralien, sondern auch den meisten Orangiten und Thoriten eigen ist, eher für eine derartige Auffassung, dass concentrirte Lösungen von Thorit und verschiedenen anderen, namentlich auch an Ceritoxiden reichen Mineralien, auf den schon gebildeten Gängen circulirten und hier und da zu Gallerten eintrockneten. Diese Auffassung erklärt namentlich, dass diese amorphen Mineralien so häufig mit etwas jüngeren Mineralien der Gänge, besonders dem Leukophan, zusammen vorkommen, während die wohlbegrenzten Krystalle von Thorit, Zirkon, Melanocerit etc. einer älteren Periode der Gangbildung angehören.

Es ist unter diesen Umständen natürlich unmöglich, ein Mineral, wie z. B. den Freyalith, mit voller Sicherheit gerade mit dem Thorit zusammenzustellen; vielleicht ist es ebenso berechtigt, denselben mit dem Melanocerit oder dem Tritomit zu verknüpfen.

Es ist auch offenbar, dass zwischen den an Ort und Stelle gebildeten Pseudomorphosen, wie es z. B. die Orangitkrystalle sind, und den nierenförmigen, wahrscheinlich erst als Lösungen transportirten, an zufälligen Stellen abgesetzten Gallerten keine allzu scharfen Grenzen vorhanden sein können. Dasselbe, was hier von dem Thorit und seinen Derivaten gesagt ist, gilt auf unseren Gängen auch von anderen Mineralien, wie z. B. dem Melanocerit und seinen Derivaten, und auf den gewöhnlichen Pegmatitgängen z. B. von dem Columbit und dessen Umwandlungsproducten, überhaupt also von derartigen Mineralgattungen, welche einerseits Vorkommnisse mit bestimmter stöchiometrischer Zusammensetzung, bestimmter Krystallform und bestimmten, mit dieser übereinstimmenden physikalischen Eigenschaften, andererseits Vorkommnisse mit ganz abweichender, nicht stöchiometrischer Zusammensetzung (immer mit einem dem Mineral selbst nicht angehörigen Wassergehalte), amorpher innerer Structur (abgesehen davon, ob eine äussere Krystallbegrenzung vorhanden ist oder nicht) und oftmals unregelmässiger, nieren- oder klumpenförmiger Begrenzung etc. aufweisen. Die allgemeine Erfahrung scheint jedoch, so weit meine Beobachtungen über diesen Gegenstand sich erstrecken, zu zeigen, dass wenn eine wohlerhaltene Krystallbegrenzung vorhanden ist, die amorphe Umwandlung oft zum wesentlichen Theile nur in einer (gewöhnlich, aber nicht immer, von Wasseraufnahme begleiteten) molekularen Umlagerung bestan-

den habe; wenn dagegen alle äussere Krystallbegrenzung fehlt, wenn das Mineral als nierenförmige Klumpen auftritt, dürfte ein Substanztransport und ein Austausch von verschiedenartigen Verbindungen in grösserer Ausdehnung stattgefunden haben. Im ersteren Falle lässt sich in der Regel eine stöchiometrische Zusammensetzung, welche nicht allzusehr von der ursprünglichen abweichen kann, wenn von dem secundären Wassergehalte abgesehen wird, berechnen; im zweiten Falle zeigen sich im Allgemeinen die Versuche zur Berechnung einer genauen stöchiometrischen Zusammensetzung sofort als unberechtigt.

Anhang zur Zirkongruppe.

Rutil (?)

ist von den Gängen des Augitsyenits auffallend genug nie erwähnt worden; auch ich habe niemals das Mineral (makroskopisch) selbst beobachtet.

1883 erhielt ich mit der Localitätsangabe »Arö« von einem Sammler einen ungefähr zollgrossen, ganz unvollkommenen Rutilkrystall ($\infty P\infty$, ∞P , P etc.), mit weissem Plagioklas verwachsen. Doch möchte ich an der Richtigkeit dieser Angabe zweifeln und es als wahrscheinlich ansehen, dass dieser Krystall durch einen Irrthum des Sammlers mit dieser Localitätsangabe versehen wurde; derselbe dürfte nämlich eher von den Apatit-führenden Gängen des naheliegenden Kirchspiels Bamle stammen, obwohl ich andererseits doch bemerken muss, dass er nicht mit Rutilkrystallen von mir bekannten Vorkommnissen in Bamle übereinstimmt. Man ist deshalb vorläufig nicht berechtigt, den Rutil unter den Mineralien der Gänge des Augitsyenits aufzuführen.

24. Homilit, S. R. Paijkull.

1876. S. R. Paijkull, Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. **3**, 229.

1877. A. Des Cloizeaux und A. Damour, Ebenda S. 385.

— — — Ann. d. Chim. et d. phys. 5. Sér., **12** und Ref. (von A. Arzruni) diese Zeitschrift **3**, 325.

Schon A. E. Nordenskiöld hatte eigentlich zuerst (1860) Krystalle dieses Minerals beobachtet und gemessen, ohne jedoch nähere Mittheilungen darüber zu publiciren; ebenso hatte E. Nobel (1870) in dem Laboratorium des schwedischen Reichsmuseums eine unvollständige Analyse desselben ausgeführt*).

1876 sammelte S. R. Paijkull an Ort und Stelle gutes Material von dem neuen Mineral, welches er Homilit (von ὁμιλέω, wegen des Zusammenkommens mit Melinophan und Erdmannit) nannte und publicirte darüber eine ausführliche chemische Analyse nebst den alten Messungen Nordenskiöld's. Er erhielt als Mittel seiner Analysen die unter I. angegebene Zusammensetzung. Später fand Damour die Zusammensetzung II.

Die Analyse Damour's ist offenbar recht wesentlich von derjenigen Paijkull's abweichend; ich habe deshalb aus dem reinsten Materiale meiner ganz frischen Krystalle mittels der Thoulet'schen Lösung sorgfältig gereinigtes Material für eine neue Analyse dargestellt, wobei namentlich durch mikroskopische Untersuchung dargethan wurde, dass kein Melanocerit oder Umwandlungsproducte desselben eingemengt waren. Die Analyse dieses ausgezeichneten Materials wurde gütigst von Herrn Cand. G. V. Petersson in Upsala ausgeführt; speciell wurde auf die genaue Wasserbestimmung besondere Rücksicht genommen. Diese unter III. angeführte Analyse zeigt, dass, wie es zu erwarten war, die Analyse von Damour nicht mit reiner Homilitsubstanz, sondern wahrscheinlich mit einem durch Melanocerit-Umwandlungsproducte verunreinigten Homilit ausgeführt worden ist.

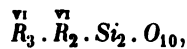
*) Diese Analyse gab: SiO_2 34,10; Fe_2O_3 23,40; CaO 29,00.

	I.	II.	III.
SiO_2	31,875	33,00	34,83
Al_2O_3	1,50	—	2,72
Fe_2O_3	2,145	—	0,88
Ce_2O_3	—	2,56	0,24
(B_2O_3)	18,085	15,21	16,51
Mn_2O_3	—	0,74	—
MgO	0,52	—	—
FeO	16,25	18,18 (u. Fe_2O_3)	16,74
CaO	25,275	27,00	29,54
Na_2O	1,09	1,01	0,75
K_2O	0,44	—	—
H_2O	0,85	2,30	0,79
	<u>100,00</u>	<u>100,00</u>	<u>100,00</u>

Die Analysen I. und III. führen auf folgende Molekülproportionen:

SiO_2	0,532	0,532	0,532; 1,85	0,534	0,534; 0,534; 1,97
Al_2O_3	0,045	0,287	0,287; 1,00	0,027	0,270; 0,270; 1,00
Fe_2O_3	0,043			0,006	
Ce_2O_3	—			0,001	
B_2O_3	0,239			0,236	
MgO	0,043	0,238	0,794 2,77	—	0,233
FeO	0,225			0,233	
CaO	0,488			0,528	
Na_2O	0,047			0,042	
K_2O	0,004	0,556		—	0,584
H_2O	0,047			0,044	

Die Analyse III., gewiss die einzige, welche mit reiner, frischer Substanz ausgeführt worden ist, führt, wie man sieht, sehr genau auf die empirische Formel



wo $\overset{VI}{R}_3$ vorherrschend aus $\overset{VI}{Ca}_3$ und $\overset{VI}{Fe}_3$, $\overset{VI}{R}_2$ vorherrschend aus $\overset{VI}{B}_2$ besteht.

Groth hatte*) für den Homilit die Formel: $Ca_2[BO]_2 Fe[SiO_4]_2$ angenommen; diese Formel würde ein bestimmtes Verhältniss (4:2) zwischen $\overset{II}{Fe}$ (und Mg) einerseits und Ca (mit Na_2 , K_2 und H_2) andererseits voraussetzen; ein derartiges Verhältniss ergibt sich aber nicht aus den Analysen, welche ergaben:

*) Tabell. Uebers. d. Min., 2. Ausg., S. 85.

	I.		II.
<i>Ca</i>	0,348		0,377
<i>Na</i> ₂	0,043	0,410; 2,24	0,009
<i>K</i> ₂	0,003		—
<i>H</i> ₂	0,046		0,043
<i>Mg</i>	0,008	0,483; 4,00	—
<i>Fe</i>	0,475		0,484
			0,429; 2,31
			0,484; 4,00

was eher einem Verhältnisse $Fe : Ca = 1 : 2,25$ entsprechen würde. Es scheint deshalb nach den Analysen (wenn man nicht von dem Wassergehalt absehen würde, was aber kaum berechtigt ist), dass kein bestimmtes Verhältniss zwischen den genannten Elementen vorhanden, sondern die auf voriger Seite angeführte empirische Formel vorzuziehen sei.

Das Mineral wird nach Paikkull leicht und vollständig von Salzsäure zersetzt; mit Flussspath und Kaliumbisulfat oder mit Schwefelsäure und Alkohol erhält man Reaction auf Borsäure; in der Boraxperle zeigt sich die Reaction auf Eisen; die Phosphorsalzperle giebt ein Kieselsäureskelett. Schmilzt leichter als Natrolith zu einem schwarzen Glase.

Die Härte = 5,5 an dem frischen Mineral. Spec. Gew. = 3,28 (Em. Nobel), 3,34 (Damour).

Des Cloizeaux hat über die Krystalle des Homilit eine ausführliche Untersuchung mitgetheilt und aus seinen Messungen das Axenverhältniss

$$a : b : c = 0,6249 : 1 : 1,2824$$

$$\beta = 89^{\circ}24'$$

abgeleitet. Dies Axenverhältniss steht demjenigen der verwandten Mineralien Gadolinit und Datolith nahe.

Die von Des Cloizeaux beobachteten Formen waren

$$\begin{array}{lll} \{100\} \infty P \infty & \{012\} \frac{1}{2} R \infty & \{114\} P \\ \{110\} \infty P & \{011\} R \infty & \{221\} - \frac{1}{2} P \\ \{001\} 0 P & \{021\} 2 R \infty & \{111\} - P. \end{array}$$

Von den zahlreichen, von Des Cloizeaux angeführten, berechneten und gemessenen Winkeln sind in der folgenden Tabelle ungefähr die von Arzruni in seinem Referate aufgenommenen angeführt; die übrigen ergeben sich durch einfache Rechnung. In Arzruni's Referate sind durch einen zufälligen Fehler in seiner Tabelle überall (021) und (012), (221) und (112) vertauscht worden.

Zu Des Cloizeaux's Messungen habe ich in der dritten Columne die von mir nach dem unten aufgestellten Axenverhältnisse berechneten entsprechenden Werthe beigelegt; ebenso in einer vierten Columne eine geringe Anzahl meiner Messungen, wesentlich an den neuen Formen.

	Berechnet Des Cl.:	Gemessen Des Cl.:	Berechnet Br.:	Gemessen Br.:
(110):(110)	64° 0'	—	63° 57'	*63° 57'
(110):(100)	*32 0	*32 0	31 58½	31 58½
(120):(120)	—	—	102 36	—
(120):(100)	—	—	51 18	—
(120):(010)	—	—	19 20	18 54
(004):(100)	89 24	89 24	89 50	89 54 — 88° 12'
(004):(027)	—	—	20 24½	21 8
(004):(013)	—	—	23 27	23 34
(004):(012)	32 40	32 54	33 3	33 12 — 32 19
(004):(011)	52 3	52 6	52 27½	52 6
(004):(098)	—	—	55 40	55 36½
(004):(024)	68 42	69 30 (appr.)	68 59	—
(012):(012)	*65 20	*65 20	66 3	65 39
(004):(102)	—	—	46 11	—
(004):(124)	—	—	39 46	—
(004):(112)	50 6	50 11	50 54½	50 44½ — 50 0½
(004):(111)	67 5	67 12	67 44	—
(004):(111)	68 1	68 21	67 58½	—
(004):(1.6.12)	—	—	33 55	33 48
(012):(1.6.12)	—	—	8 25	8 10
(004):(110)	89 27	89 3	89 55½	—
(100):(112)	48 58	48 59	48 43	48 27 — 48 36½
(100):(111)	36 44	37 55 (appr.)	38 10½	—
(100):(111)	38 33	39 19	38 15	—
(100):(024)	89 46	—	89 55½	—
(100):(011)	89 36	89 30	89 53½	—
(110):(111)	22 22	22 17	22 11	22 4 — 22 26
(110):(111)	22 32	—	22 7	—
(110):(012)	*72 54	*72 54	73 5½	—
(110):(012)	73 52	73 34	73 24	—
(110):(011)	64 56	64 50	65 5	—
(110):(011)	65 40	65 34	65 16	—
(110):(024)	60 11	—	60 19	—
(111):(111)	—	—	58 41	—
(112):(112)	—	—	*48 30	*48 30
(112):(012)	40 35	40 50	41 8½	—
(112):(011)	44 21	44 32	44 44	—
(112):(024)	52 17	—	52 25½	—
(112):(110)	—	—	*39 0	*39 0
(112):(2.5.10)	—	—	21 53	21° — 22°
(111):(012)	54 34	54 20	54 24½	—

Wenn man aus der Tabelle Des Cloizeaux's schliessen sollte, so müsste man glauben, dass die Uebereinstimmung zwischen den gemessenen und den berechneten Winkelwerthen bei den Homilitkrystallen recht befriedigend sei; es muss jedoch bemerkt werden, dass Des Cloizeaux selbst nur die Messungsergebnisse als Mittel angegeben hat, ohne aber über die Beschaffenheit der einzelnen Messungen Genaueres mitzutheilen. In der That sind nun die Homilitkrystalle durchgehends ziemlich schlecht ausgebildet, und die Messungen stimmen bei einer grösseren Anzahl Krystallen oft nicht innerhalb mehrerer Grade.

Aus ungefähr 50 Krystallen suchte ich sorgfältig die 12 besten aus und habe dieselben durchgemessen. Es zeigte sich dabei kein einziger vollkommen ausgebildet, und selbst die beiden besten Individuen gaben bei anscheinend recht guten Messungen nur schlecht übereinstimmende Resultate. Da mir wahrscheinlich das beste vorhandene Material von Homilit, welches überhaupt existirt, vorgelegen hat, darf ich wohl daraus schliessen, dass auch die Resultate von Des Cloizeaux's Messungen kaum sehr genau sein können.

Was nun zuerst die Beschaffenheit der Flächen betrifft, so sind diejenigen von $\infty P\infty$ und $0P$ unregelmässig geknickt und gewölbt und für genauere Messungen durchgehends unbrauchbar; ebenso sind oft die Flächen von $\{012\}\frac{1}{2}P\infty$ facettirt, eigenthümlich schuppig, wie mit flachen Muscheln belegt; besser sind die Flächen von $\{011\}P\infty$, noch mehr aber die Pyramidenflächen und in einigen Fällen auch gut die Flächen des Grundprismas $\{110\}\infty P$.

Für die Berechnung eines genaueren Axenverhältnisses schienen mir demnach die Flächen von $\infty P\infty$, $0P$ und $\frac{1}{2}P\infty$ vor Allen ausgeschlossen werden zu müssen; Des Cloizeaux hat dagegen in allen drei Fundamentalkanten gerade die Flächen $\frac{1}{2}P\infty$ oder $\infty P\infty$ benutzt. An dem besten meiner Krystalle, einem nur ca. 2 mm grossen, nach $\infty P\infty$ tafelförmigen Individuum erhielt ich die guten Messungen:

$$(110):(1\bar{1}0) = 63^{\circ}57'$$

$$(221):(2\bar{2}1) = 48\ 30$$

$$(221):(110) = 39\ 0$$

woraus:

$$a':b':c' = 0,62426:1:1,30426$$

$$\beta = 89^{\circ}50'.$$

Auf dies Axenverhältniss sind die von mir berechneten Werthe bezogen; nebenbei sind nur einige wenige Messungen an einigen der besten Krystalle angeführt; ich muss wiederholen, dass die Messungen untereinander und mit dem Axenverhältniss in der Regel nur schlecht übereinstimmen. Ich darf deshalb keineswegs behaupten, dass das oben von mir

aufgestellte Axenverhältniss genauer wäre, als dasjenige, welches von Des Cloizeaux angenommen wurde. Nach Zusammenstellung einer bedeutenden Anzahl Messungen ist es mir wahrscheinlich, dass der Winkel β sehr nahe $= 89^\circ 38'$, und dass übrigens das Axenverhältniss von Des Cloizeaux dem wahren Verhältnisse näher kommen dürfte, als das oben von mir berechnete; meine besten Krystalle stimmen zwar mit diesem besser überein, die grosse Masse der weniger guten Krystalle dagegen, wie es scheint, besser mit dem von Des Cloizeaux angenommenen Axenverhältnisse. Das nach der Revision aller Messungen abgeleitete beste Axenverhältniss wäre ungefähr:

$$a'' : b'' : c'' = 0,6245 : 1 : 1,2835$$

$$\beta = 89^\circ 38'.$$

Da auch dies Axenverhältniss keineswegs als sicher angesehen werden kann, habe ich mir die Mühe erspart, die oben angeführten Winkel darnach neu zu berechnen. Das letzte Axenverhältniss liegt ungefähr in der Mitte zwischen den Axenverhältnissen des Gadolinit und des Datolith:

Datolith	$a : b : c = 0,6329 : 1 : 1,2690$	$\beta = 89^\circ 54'$
Homilit	$a'' : b'' : c'' = 0,6245 : 1 : 1,2835$	$\beta = 89^\circ 38'$
Gadolinit	$a : b : c = 0,6249 : 1 : 1,3184$	$\beta = 89^\circ 28'$

Wie unten gezeigt werden soll, sind nun mehrere Ursachen vorhanden, welche die schlechte Uebereinstimmung der Messungen der Homilitkrystalle hinreichend erklären dürften, indem theils Zwillingsbildungen, theils die hervortretende Zonarstructur und damit in Verbindung stehende Umwandlungsvorgänge, theils auch die Verwachsung verschieden zusammengesetzter isomorpher Substanzen die Winkelwerthe so beträchtlich beeinflusst haben, dass die gefundenen Axenverhältnisse gewiss nur annähernd sein können und vielleicht in der That auch für verschiedene Krystalle etwas verschieden sind. Namentlich scheinen die grünschwärzen tafelförmigen Krystalle ein von den übrigen Typen etwas abweichendes Axenverhältniss zu besitzen.

Die Krystalle des Homilit sind trotz der nicht sehr bedeutenden Anzahl der auftretenden einzelnen Krystallformen recht mannigfaltig ausgebildet; folgende Haupttypen können unterschieden werden.

I. Einzelkrystalle.

Typus 4. Tafelförmige Krystalle nach {004}OP (Taf. VII Fig. 4, 3, 6 und Taf. VIII Fig. 2).

Von einem der Homilitvorkommnisse auf Stokö habe ich schöne, oft mehrere Centimeter grosse, dünn- oder dicktafelförmige Krystalle, mit der Basis als Tafelebene, erhalten. Die gewöhnliche Combination derselben

ist: $\{001\}0P$, $\{012\}\frac{1}{2}R\infty$, $\{100\}\infty P\infty$, $\{011\}R\infty$, $\{110\}\infty P$, sowie kleine Flächen von $\{111\}P$; bisweilen kommt dazu noch $\{112\}—\frac{1}{2}P$, seltener $\{111\}—P$. An einem einzigen Krystall (Taf. VIII Fig. 2) wurden die sehr seltenen Formen $\{120\}\infty R2$, $\{124\}—\frac{1}{2}R2$, $\{1.6.12\}—\frac{1}{2}R6$ und $\{102\}—\frac{1}{2}P\infty$ beobachtet.

Typus 2. Pyramidal aussehende Krystalle mit vorherrschenden Flächen $\{110\}\infty P$ und $\{012\}\frac{1}{2}R\infty$ (Taf. VIII Fig. 4).

Krystalle von diesem Typus, bei welchem ausser den genannten noch die Flächen von $\{001\}0P$ und $\{100\}\infty P\infty$ gleichmässig, aber ganz untergeordnet auftreten, sehen oft ganz wie tetragonale Krystalle mit $\{111\}P$ und $\{110\}\infty P$ aus; die Flächen von $\{011\}R\infty$ und $\{111\}P$ fehlen nämlich auch sehr oft und die Flächen von $\{112\}—\frac{1}{2}P$, welche wohl niemals fehlen, treten oft nur als ganz schmale Abstumpfungen auf.

Durch stärkere Ausbildung der Flächen $\{001\}0P$ und $\{100\}\infty P\infty$ gehen die Krystalle in diejenigen des folgenden Typus über.

Von Typus 2 sind mir nur relativ kleine Krystalle von einem Vorkommen der Arütscheeren bekannt.

Typus 3. Prismatisch aussehende Krystalle, ausgezogen nach der Orthodiagonale, mit gleichmässiger Ausbildung der vorherrschenden Flächen $\{001\}0P$ und $\{100\}\infty P\infty$ (Taf. VII Fig. 5 und 7).

An mehreren Vorkommnissen der Arütscheeren sind die Homilitkrystalle anscheinend prismatisch ausgebildet durch gleichmässiges Vorherrschen der Flächen von $0P$ und $\infty P\infty$. Wenn daneben nur $\{110\}\infty P$ und $\{012\}\frac{1}{2}R\infty$ auch im Gleichgewicht auftreten, an den Ecken von oft verschwindend kleinen Flächen von $\{112\}—\frac{1}{2}P$ abgestumpft, so sehen die Krystalle

a) tetragonalen Krystallen ähnlich aus (Taf. VII Fig. 5), wobei dieselben bald kürzer (in Typus 2 übergehend), bald länger nach der Orthoaxe ausgezogen sind.

Diese Krystalle, wie die unter Typus 2 (Taf. VIII Fig. 4) erwähnten Krystalle können leicht mit Zirkon verwechselt werden.

In anderen Fällen sind die Flächen von $\{111\}P$ und $\{111\}—P$ im Gleichgewicht, während die Prismenflächen von $\{110\}\infty P$ nur als schmale Abstumpfungen auftreten; die Krystalle sind dann

b) anscheinend rhombisch ausgebildet (vergl. Taf. VII Fig. 6, welche jedoch einen mehr tafelartig ausgebildeten Krystall darstellt).

c) Oft sind derartige prismatische Krystalle jedoch vollkommen monosymmetrisch ausgebildet durch das Auftreten relativ grösserer Flächen von $\{111\}P$ und kleinerer Flächen von $\{112\}—\frac{1}{2}P$ in Verbindung mit den übrigen genannten Formen $\{001\}0P$, $\{100\}\infty P\infty$, $\{012\}\frac{1}{2}R\infty$ und oft $\{011\}R\infty$.

Der Taf. VII Fig. 7 abgezeichnete Krystall zeigte ausserdem die seltene Fläche $\{102\} - \frac{1}{2}P\infty$ als ganz schmale Abstumpfung zwischen der Basis und dem Orthopinakoid und ausserdem die Fläche $\{111\} - P$. An einem anderen Krystall wurden als schmale Abstumpfungen in der Klinodiagonalzone die Formen $\{027\} \frac{2}{3}P\infty$ und $\{098\} \frac{2}{3}P\infty$ beobachtet.

Typus 4. Krystalle mit vorherrschendem Orthopinakoid oder mit zurücktretender Ausbildung der Klinodiagonalzone (Taf. VIII Fig. 5, 3 und Taf. VII Fig. 2).

Krystalle von dieser Ausbildung sind relativ selten; sie sind oft tafelförmig nach dem Orthopinakoid und erinnern in ihrer ganzen Ausbildung sehr an gewisse Gadolinitkrystalle (z. B. Taf. VII Fig. 2), mehr als die übrigen Typen.

Krystalle, wie die in Taf. VII Fig. 4 und 8, Taf. VIII Fig. 4 abgezeichneten, bilden Uebergänge zwischen verschiedenen der oben erwähnten Typen.

II. Zwillinge des Homilit.

Erstes Gesetz: Zwillingssebene $\{004\}0P$, und zweites Gesetz: Zwillingssebene $\{100\}\infty P\infty$.

Die Untersuchung des mir vorliegenden grossen Materials von Homilitkrystallen zeigte, dass die Grundpyramide fast immer nur als positive Pyramide $\{\bar{1}11\}P$ auftritt, dass also die entsprechende negative Pyramide $\{111\} - P$ relativ sehr selten vorhanden ist; an mehreren Vorkommnissen schien dieselbe durchaus zu fehlen.

Ferner ergab sich, dass die der Pyramide $\{112\} - \frac{1}{2}P$ entsprechende positive Form $\{\bar{1}12\} \frac{1}{2}P$ an keinem einzigen Krystall beobachtet wurde, ausser wenn dieselbe auf solche Weise vorkam, dass sie einspringende Winkel mit $\{\bar{1}11\}P$ bildete, was aber Zwillingsverwachsungen andeuten musste.

In der That entdeckte ich auch durch die Benutzung von $\{112\} - \frac{1}{2}P$ und $\{\bar{1}11\}P$ als Leitflächen eine grössere Anzahl Krystalle, welche sich bei näherer Untersuchung als Zwillingskrystalle erwiesen.

Taf. VII Fig. 44 liefert eine genaue Darstellung eines Zwillings nach dem Gesetz: Zwillingssebene $\{004\}0P$. Die beiden Einzelindividuen sind mit einer gemeinsamen Fläche von $\{004\}0P$ verwachsen und zeigen ringsherum ein- und ausspringende Winkel zwischen denselben. Für die Bestimmung des Zwillingsgesetzes wurde am Goniometer zuerst die Zone $[(004):(014)]$ eingestellt und dabei eine für diese Zone an beiden Individuen gemeinsame Zonenaxe gefunden. Dann wurde die Zone $[(410):(\bar{4}\bar{1}\bar{1})]$ eingestellt und auch für diese Zone eine beiden Individuen gemeinsame Zonenaxe gefunden; es wurde gemessen $(41\bar{1})^I : (\bar{4}\bar{1}\bar{1})^II = 43^\circ 5' - 44^\circ 4'$. Die Messung war zwar ziemlich schlecht, stimmt aber doch ungefähr mit dem berechneten Werthe $44^\circ 44'$. Endlich wurde nachgewiesen, dass die

Flächen des Orthopinakoides beider Individuen zwar in einer Zone mit den beiden Basisflächen liegen, aber nicht parallel sind; der Winkel liess sich jedoch nicht genauer messen. Das Zwillingsgesetz ist also: Zwillingsebene $\{004\}0P$, welche zugleich als Verwachsungsebene dient.

Bei dem in Taf. VII Fig. 40 gezeichneten Zwillinge ist die Verwachsungsebene beider Individuen nicht $\{004\}0P$, sondern grösstentheils $\{400\} \infty P \infty$; ob hier das herrschende Zwillingsgesetz: Zwillingsebene $\{400\} \infty P \infty$ ist, liess sich an diesem Krystall, welcher in einer grösseren Stufe sitzt, nicht sicher entscheiden. Es scheint jedoch recht wahrscheinlich, weil die Verwachsungsebene das Orthopinakoid ist, nicht die Basis, und auch deshalb, weil an anderen Krystallen dies zweite Zwillingsgesetz evident vorhanden ist.

So besitze ich z. B. einen Krystall, welcher in der Hauptsache ein Drilling mit folgendem Aufbau ist: Das Einzelindividuum I ist mit einem zweiten II in Zwillingstellung nach der Basis verwachsen, ferner mit einem dritten Individuum III in Zwillingstellung nach dem Orthopinakoid verwachsen; das Individuum I ist kleiner als die beiden anderen und bildet ungefähr das untere Drittel des ganzen Complexes; die Individuen II und III sind ungefähr gleich gross und derartig orientirt, dass sie sich ungefähr in ihrer Symmetrieebene als Verwachsungsebene berühren. Da beide Individuen II und III nahezu dieselbe Ausdehnung besitzen, sind die Flächen $(004)^{II}$ und $(004)^{III}$, ebenso wie $(400)^{II}$ und $(400)^{III}$ nahezu parallel, und zugleich $(400)^{III}$ genau, $(400)^{II}$ nahezu parallel mit $(400)^I$. Der Zwillingbau wird nun eben dadurch bewiesen, dass die beiden Flächen $(400)^{II}$ und $(400)^{III}$, $(004)^{II}$ und $(004)^{III}$ nur nahezu, nicht genau in einer Ebene liegen, indem die Winkel den berechneten Werthen von $2\beta = (400)^{II} : (400)^{III}$ und $2(90^\circ - \beta) = (004)^{II} : (004)^{III}$ entsprechen, sowie dadurch, dass in dem einspringenden Winkel zwischen II und III oben vorn an beiden die positive Pyramide $\{111\}P$ auftritt, während sonst an der ganzen Krystallgruppe die Vertheilung der Flächen von $-\frac{1}{2}P$ an den einspringenden Winkeln die Drillingsverwachsung beweist. Es zeigt sich ferner, dass (abgesehen von kleinen untergeordneten eingeschalteten Individuen) der fast wie ein Einzelkrystall aussehende Drilling wegen der eigenthümlichen Verwachsung der drei Individuen vorn sowohl oben als unten nur die Flächen der positiven Pyramide $\{111\}P$ als Abstumpfung zwischen der Basis und dem Orthopinakoid, hinten dagegen sowohl oben als unten nur die Flächen der negativen Pyramide $\{112\}-\frac{1}{2}P$ zeigt, ein Verhältniss, welches die beste Bestätigung der richtigen Auffassung des Drillings bietet. Der ganze Complex sieht deshalb wie ein rhombischer, nach der α -Axe hemimorpher Einzelkrystall aus. Da ich diese interessante Gruppe erst erhielt, nachdem die Taf. VII und VIII schon gezeichnet waren, konnte ich dieselbe leider nicht bildlich darstellen.

Diese beiden Zwillingsgesetze sind bei dem Homilit sehr verbreitet und sehr mannigfaltig ausgebildet; in der Regel findet man beide Gesetze zusammen, häufig auch nur das eine oder das andere; gewöhnlich sind eine grössere Anzahl Individuen in oft sehr complicirter Weise verwachsen. Es gelingt dann selbstverständlich nur bei den einfacheren Verwachsungen mit einiger Sicherheit den Bau zu entziffern. Wie die unten referirten Beobachtungen der optischen Verhältnisse des Homilit lehren, scheinen die Homilitkrystalle fast immer theilweise nach diesen Zwillingsgesetzen, welche sich unter dem Mikroskop kaum unterscheiden lassen, verwachsen; Einzelkrystalle oder fast einfache Krystalle sind jedenfalls sehr selten.

Da mit voller Sicherheit aus meinen Beobachtungen folgt, dass die Flächen von $\{112\}\frac{1}{2}P$ niemals auftreten, und da auch $\{114\}-P$ sehr selten und dann immer untergeordnet erscheint, da ferner die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass Durchkreuzungszwillinge nach $\{001\}0P$ (oder $\{400\}\infty P\infty$ oder nach beiden Gesetzen) häufig sind, dürfte es ziemlich wahrscheinlich sein, dass Krystalle wie die in Fig. 6 Taf. VII und Fig. 5 Taf. VIII dargestellten in der That nicht Einzelkrystalle, sondern Durchkreuzungszwillinge sind, obwohl die Ausbildung der Flächen der gezeichneten Krystalle zu unvollkommen war, um diese Frage zu entscheiden.

Auch die übrigen gezeichneten Krystalle bestehen gewiss nur zum grössten Theile aus einem Einzelindividuum; selbst makroskopisch sichtbare eingeschaltene Zwillingsslamellen oder Zwillingsskeile scheinen auch an diesen bei näherer Betrachtung nur selten zu fehlen.

Die beiden Gesetze sind aber, wie erwähnt, nur unter besonders günstiger Ausbildung zu unterscheiden und wurden deshalb in der obenstehenden Darstellung gemeinsam behandelt.

Wie leicht ersichtlich, würden Zwillinge nach $\{102\}-\frac{1}{2}P\infty$ oder $\{102\}+\frac{1}{2}P\infty$ äusserlich nahezu dasselbe Aussehen wie Zwillinge nach $\{001\}0P$ oder nach $\{400\}\infty P\infty$ besitzen können, und ich habe in der That auch mehrere Zwillinge beobachtet, bei welchen ich das Gesetz: Zwillingsebene $\frac{1}{2}P\infty$ vermuthen konnte. Schliffe nach der Symmetrieebene an mehreren dieser Krystalle zeigten aber, dass aus optischen Gründen ein derartiges Gesetz wenigstens in den von mir untersuchten Fällen nicht vorliegt. Durch Messungen allein diese Gesetze zu unterscheiden, würde der schlechten Beschaffenheit der Flächen des Homilit wegen wohl nur ausnahmsweise gelingen können; sicherer orientirt die Flächenvertheilung.

Drittes Gesetz: Zwillinge nach $\{034\}\frac{1}{2}P\infty$ (Taf. VII Fig. 9).

Taf. VII Fig. 9 stellt (fünffach vergrössert) einen Zwilling nach diesem Gesetz dar. Zur Bestimmung des Gesetzes wurde zuerst die Zone $[(004):(012)]$ eingestellt und für beide Individuen eine gemeinsame Zonenaxe dieser Zone constatirt. Dann wurde ferner der Winkel $(004)^I:(00\bar{1})^{II}$ gemessen = ca.

$88^{\circ} 30'$ (kleiner als 90° , rechts an der Figur); das Gesetz $\{034\}\frac{1}{2}P\infty$ fordert für diesen Winkel $88^{\circ} 36'$. Nachdem das zuerst beobachtete grössere Exemplar schon in Fig. 9 gezeichnet war, habe ich später noch ein zweites kleineres, aber vollständiger und regelmässiger ausgebildetes, sowie ein drittes ebenfalls sehr gut ausgebildetes grösseres Exemplar erhalten; das Gesetz scheint demnach nicht allzu selten aufzutreten. Wie schon die Figur zeigt, sind bei den beiden nach diesem Zwillingengesetze verwachsenen Individuen die Orthoaxen derselben fast genau aufeinander senkrecht orientirt.

Viertes Gesetz: Zwillinge nach $\{024\}2P\infty$ (Taf. VII Fig. 12).

An dem grössten Krystall von Homilit aus der Sammlung des schwedischen Reichsmuseums, welcher Fig. 12 in natürlicher Grösse abgebildet ist, sieht man ein kleineres Individuum angewachsen, welches scheinbar in regelmässiger Zwillingstellung orientirt ist. Die Flächen von $\{100\}\infty P\infty$ sind dabei jedenfalls annäherungsweise parallel, ferner ist an dem Hauptindividuum und dem kleineren Individuum auch die Zone der Klinodomen annäherungsweise parallel. Ein Winkel $(042)^I:(042)^{II}$ wurde mit dem Anlegegoniometer, das der Grösse des Krystalls wegen allein benutzt wurde, gemessen zu ca. 72° ; ein Zwilling nach $\{024\}2P\infty$ würde für diesen Winkel $74^{\circ} 52'$ fordern. Es scheint demnach höchst wahrscheinlich, dass hier in der That ein Zwilling nach diesem Gesetze vorliegt, obwohl theils der Umstand, dass nur ein Exemplar von dieser Orientirung angetroffen wurde, theils auch die Unmöglichkeit genauerer Messungen eine absolut sichere Bestimmung noch nicht erlaubte*). Ein Umstand, welcher für die Annahme des Zwillingengesetzes spricht, ist ferner, dass dabei an beiden Individuen eine pseudo-analoge Orientirung der vorherrschenden Flächen auftritt. So ist der Winkel $P:\infty P\infty$ des grossen Individuums I $= 38^{\circ} 10\frac{1}{2}'$ ungefähr gleich dem Winkel $\infty P:\infty P\infty$ $34^{\circ} 58\frac{1}{2}'$ des kleinen Individuums II, wobei die Kanten ($P:\infty P\infty$) an I, ($\infty P:\infty P\infty$) an II mit der Kante $0P:\infty P\infty$ an II ungefähr dieselben ebenen Winkel, nämlich resp. $52^{\circ} 27\frac{1}{2}'$ und $47^{\circ} 58'$ bilden; ebenso ist der Winkel $P:\infty P\infty$ des kleinen Individuums II $38^{\circ} 10\frac{1}{2}'$ ungefähr gleich dem Winkel $-\frac{1}{2}P\infty:\infty P\infty$ $43^{\circ} 39'$ des grossen Individuums (wenn die Fläche $-\frac{1}{2}P\infty$ an diesem aufgetreten wäre, was freilich nicht der Fall ist), wobei die Kanten ($P:\infty P\infty$) an II und ($-\frac{1}{2}P\infty:\infty P\infty$) an I einen ebenen Winkel von nur $4^{\circ} 29\frac{1}{2}'$ mit einander bilden würden. Die Flächen ∞P und P des kleinen Individuums II könnten daher beim ersten Anblick leicht mit zwei Flächen P und $-\frac{1}{2}P\infty$ des grossen Individuums verwechselt werden.

*) Dass die Flächen $\infty P\infty$ an beiden Individuen ebenso wie die Zonen der Klinodomen nur annäherungsweise parallel sind, beweist nichts gegen die Annahme des Zwillingengesetzes, da nämlich auch die verschiedenen Theile des grossen Individuums selbst nicht alle absolut parallel orientirt sind.

An demselben ausgezeichneten grossen Krystalle tritt übrigens auch eines der oben erwähnten Zwillingsgesetze auf, nämlich das Gesetz: Zwillingsebene eine Fläche $\{001\}0P$, wie aus der Vertheilung der Flächen von $\{111\}P$ und $\{112\}—\frac{1}{2}P$ zu ersehen; die Grenzen dieses Zwillingsgesetzes lassen sich an dem grossen Individuum, welches also selbst ein Zwilling nach diesem Gesetze ist, nicht scharf verfolgen.

Wie aus der obenstehenden Darstellung zu sehen, kommen die Formen $\{400\}\infty P\infty$, $\{001\}0P$, $\{110\}\infty P$, $\{012\}\frac{1}{2}P\infty$ an sämtlichen Krystallen vor.

An bei weitem den meisten treten ausserdem noch $\{011\}P\infty$, $\{111\}P$, $\{112\}—\frac{1}{2}P$, bisweilen auch $\{111\}—P$ auf.

Selten sind dagegen $\{021\}2P\infty^*$, $\{013\}\frac{1}{2}P\infty$, $\{027\}\frac{2}{3}P\infty$, $\{098\}\frac{2}{3}P\infty$, $\{102\}—\frac{1}{2}P\infty$, $\{010\}\infty P\infty$, $\{120\}\infty P2$, $\{122\}—P2$, $\{124\}—\frac{1}{2}P2$, $\{1.6.12\}—\frac{1}{2}P6$ und $\{2.5.10\}—\frac{1}{2}P\frac{5}{2}$, die letzten zehn Formen zuerst von mir beobachtet.

$\{013\}\frac{1}{2}P\infty$ wurde an mehreren Krystallen beobachtet als schmale Abstumpfung zwischen $\{001\}0P$ und $\{012\}\frac{1}{2}P\infty$. An einem Krystall erhielt ich gegen $0P$ den Winkel $24^\circ 8'$, welcher am nächsten mit $\frac{2}{3}P\infty$ stimmt. An demselben Krystall gab eine schmale Abstumpfung von $P\infty$ gegen $0P$ den Winkel $55^\circ 36\frac{1}{2}'$, welcher Werth nahe mit $\frac{2}{3}P\infty$ übereinstimmt.

Das Orthodoma $\{102\}—\frac{1}{2}P\infty$ wurde an mehreren Krystallen als ganz schmale Abstumpfung gefunden und aus den Zonen $[(001):(400)]$ und $[(112):(1\bar{1}2)]$ bestimmt; sein Winkel mit $0P$ ist $46^\circ 14'$.

Die Symmetrieebene $\{010\}\infty P\infty$ wurde nur an einem einzigen Krystall (Taf. VIII Fig. 1) als schmale Abstumpfung der Flächen $\{011\}$ und $\{01\bar{1}\}$ beobachtet; der Winkel $(001):(010)$ wurde zu $89^\circ 58'$ gemessen.

An demselben Krystall wurde mit ganz kleinen Flächen $\{122\}—P2$ aus den Zonen $[(110):(012)]$ und $[(010):(112)]$ bestimmt.

Ebenso wurde an demselben Krystall klein ausgebildet $\{2.5.10\}—\frac{1}{2}P\frac{5}{2}$ durch die Zone $[(012):(112)]$ und den Winkel $(112):(2.5.10) = 24^\circ—22^\circ$ (die Rechnung fordert $24^\circ 53'$) bestimmt.

Die Flächen $\{124\}—\frac{1}{2}P2$ und $\{1.6.12\}—\frac{1}{2}P6$ wurden ebenso wie $\{120\}\infty P2$ nur an einem einzigen Krystall des tafelförmigen Typus beobachtet (Taf. VIII Fig. 2).

$—\frac{1}{2}P2$ wurde durch die Zonen $[(112):(012)]$ und $[(001):(120)]$ bestimmt.

$—\frac{1}{2}P6$ wurde ausser durch die erste dieser eben genannten Zonen noch durch die Messungen:

	Berechnet:	Gemessen:	
$(012):(1.6.12) =$	$8^\circ 25'$	$8^\circ 10'$	
$(001):(1.6.12) =$	$33\ 55$	$33\ 48$	bestimmt.

*) Von mir nicht beobachtet.

In folgendem Verzeichniss sind alle bisher an dem Homilit beobachteten Formen zusammengestellt.

Homilit:	Wahrscheinlich entspr. Formen des Gadolinit:
$a = \{100\}_{\infty} P_{\infty}$	$\{100\}_{\infty} P_{\infty}$
$g = \{110\}_{\infty} P$	$\{110\}_{\infty} P$
$m = \{120\}_{\infty} R2^*$	$\{120\}_{\infty} R2$
$b = \{010\}_{\infty} R_{\infty}^*$	$\{010\}_{\infty} R_{\infty}$
$c = \{001\} 0P$	$\{001\} 0P$
$\pi = \{027\} \frac{2}{3} R_{\infty}^*$	—
$e = \{013\} \frac{1}{3} R_{\infty}^*$	$\{013\} \frac{1}{3} R_{\infty}$
$M = \{012\} \frac{1}{3} R_{\infty}$	$\{012\} \frac{1}{3} R_{\infty}$
$o = \{011\} R_{\infty}$	$\{011\} R_{\infty}$
$q = \{098\} \frac{2}{3} R_{\infty}^*$	—
$\sigma = \{021\} 2R_{\infty}$	$\{021\} 2R_{\infty}$
$x = \{102\} -\frac{1}{3} P_{\infty}^*$	$\{102\} \frac{1}{3} P_{\infty}$
$\alpha = \{111\} P$	$\{111\} -P$
$\mathcal{A} = \{112\} -\frac{1}{3} P$	$\{112\} \frac{1}{3} P$
$\gamma = \{111\} -P$	$\{111\} P$
$n = \{124\} -\frac{1}{3} R2^*$	—
$Y = \{122\} -R2^*$	$\{122\} R2$
$\tau = \{2.5.10\} -\frac{1}{3} R\frac{5}{2}^*$	—
$v = \{1.6.12\} -\frac{1}{3} R6^*$	—

Die mit * bezeichneten sind neu. Für sämtliche Formen ausser den mit π , q , σ , τ , v bezeichneten, welche beim Datolith nicht vertreten zu sein scheinen, sind Signaturen gewählt, welche mit denen der entsprechenden Formen des Datolith gleich sind*). Die mit den Signaturen a , g , m , b , c , e , M , o , x , α , \mathcal{A} , γ , n , Y bezeichneten Formen sind sämtlich auch bei dem Datolith bekannt. Bei demjenigen von Serra dei Zanchetti bei Bologna, welcher zum Theil in seiner Ausbildung recht an den gewöhnlichen Gadolinit-Homilit-Typus erinnert, sind nach Th. Liweh gerade \mathcal{A} und α die vorherrschenden, ganz wie beim Homilit.

Beim Gadolinit hat nun F. Eichstädt**) nachgewiesen, dass die Fläche $\frac{1}{3}P$ ausschliesslich als positive Fläche auftritt, als solche aber ganz allgemein, ebenso gilt dasselbe von $2R2$ und wahrscheinlich von $R2$; beim

*) Siehe z. B. L. Brugnatelli, diese Zeitschr. 18, 453; Th. Liweh, ebenda 7, 574 etc. Zu bemerken ist, dass in meinem oben gebrauchten Axenverhältniss des Homilit die c-Axe die doppelte Länge hat von derjenigen des Datolith nach der Rammelsberg-Groth'schen Stellung.

**) Fr. Eichstädt, »Ueber das Krystallsystem des Gadolinit«, Medd. fr. Stockh. Högsk. in Bihang zu K. Sv. Vet. Akad. Handl. 10, No. 48, Stockholm 1885. Ref. in dieser Zeitschr. 12, 523.

Homilit sind umgekehrt nur $-\frac{1}{2}P$ und $-R2$, von diesen wieder $-\frac{1}{2}P$ fast immer vorhanden. Diese Beständigkeit des Typus macht es nach meiner Auffassung sehr wahrscheinlich, dass die positive Seite des Gadolinit morphologisch eigentlich der negativen Seite des Homilit entspricht, dass also durch die Aenderung der chemischen Zusammensetzung die Neigung der basischen Fläche nach der entgegengesetzten Seite bewirkt ist durch morphotropische Einwirkung; ein ähnliches Verhalten hat z. B. G. Flink in seiner unter meiner Leitung ausgeführten, bekannten Abhandlung über die Diopsidreihe der Nordmarks-Diopside für die Neigung der Fläche n (die Basis der Tschermak-Groth-schen Stellung der Pyroxenminerale) nachgewiesen.

Dies wird noch dadurch bestätigt, dass beim Datolith und Homilit die spitze Bisectrix im spitzen Winkel β , beim Gadolinit im stumpfen Winkel β austritt; wenn aber der stumpfe Winkel β des Gadolinit eigentlich dem spitzen Winkel β des Homilit und des Datolith entspricht, würde auch beim Gadolinit die Bisectrix an derselben Seite wie bei den beiden anderen verwandten Mineralien austreten, nämlich an der Seite, wo die charakteristische Pyramide A nicht auftritt. Beim Gadolinit und Homilit ist auch die optische Axenebene dieselbe, nämlich die Symmetrieebene, beim Datolith eine auf dieser senkrechte Ebene.

Einige bemerkenswerthe Beziehungen zeigen ferner in ihren geometrischen Verhältnissen die Homilitkrystalle zu den Krystallen des Zirkons, welche mit denselben zusammen auftreten.

Die Krystalle des Zirkons sind durch die Combination $\infty P, 3P, 2P, P, 3P3$, mit prismatischem Typus nach ∞P , ausgezeichnet; dieser Ausbildung entspricht nun diejenige der Homilitkrystalle, wenn wir die Verticalaxe des Zirkons mit der Orthoaxe des Homilit, die Nebenaxen des Zirkons mit den Diagonalen der (von $0P$ und $\infty P\infty$ abgeschnittenen) Symmetrieebene vergleichen. Die Formen beider Mineralien entsprechen einander dabei auf folgende Weise:

Zirkon:	Homilit:
$\infty P(110)$ und $(1\bar{1}0)$ etc.	$\{100\}\infty P\infty$ und $\{001\}0P$
$P\{111\}$	$\{011\}R\infty$ und $\{120\}\infty R2$
$2P(221)$ und $(2\bar{2}1)$	$\{012\}\frac{1}{2}R\infty$ und $\{110\}\infty P$
$3P\{331\}$	$\{027\}\frac{2}{3}R\infty$
$3P3(311)$ und (131)	$\{111\}-P$ und $\{1\bar{1}1\}+P$; und $\{124\}-\frac{1}{2}P2$ [und $+\frac{1}{2}P2$]
$[4P\infty\{404\}]$	$\{221\}-\frac{1}{2}P$
$\infty P\infty\{100\}$	$\{102\}-\frac{1}{2}P\infty$

Die Winkel beider Mineralien entsprechen einander dergestalt, dass z. B.:

Zirkon:	Homilit:
$\infty P : \infty P (110) : (\bar{1}\bar{1}0) = 90^\circ 0'$	$0P : \infty P \infty (004) : (100) = 89^\circ 50'$
$\infty P : 2P (110) : (2\bar{2}1) = 28^\circ 54'$	$\left\{ \begin{array}{l} \infty P \infty : \infty P (100) : (110) = 34^\circ 58\frac{1}{2}' \\ 0P : \frac{1}{2}R \infty (004) : (012) = 33^\circ 3' \end{array} \right.$
etc.	$\left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{2}R \infty : \infty P (012) : (\bar{1}10) = 73^\circ 24' \\ \frac{1}{2}R \infty : \infty P (012) : (110) = 73^\circ 5\frac{1}{2}' \end{array} \right.$
$2P : 2P (221) : (2\bar{2}1) = 76^\circ 29\frac{1}{2}'$	$\left\{ \begin{array}{l} \infty P \infty : \infty R 2 (100) : (120) = 51^\circ 18' \\ 0P : R \infty (004) : (011) = 52^\circ 27\frac{1}{2}' \end{array} \right.$
etc.	$\left\{ \begin{array}{l} P : \infty P \infty (\bar{1}11) : (100) = 38^\circ 15' \\ -P : \infty P \infty (111) : (100) = 38^\circ 10\frac{1}{2}' \end{array} \right.$
$\infty P : P (110) : (111) = 47^\circ 50'$	$\left\{ \begin{array}{l} -P : \infty P (111) : (110) = 22^\circ 11' \\ +P : \infty P (\bar{1}11) : (110) = 22^\circ 6\frac{1}{2}' \end{array} \right.$
$3P3 : \infty P (311) : (110) = 36^\circ 41'$	$\frac{3}{2}R \infty : 0P (027) : (004) = 20^\circ 24\frac{1}{2}'$
etc.	$\left\{ \begin{array}{l} \infty P \infty : -\frac{1}{2}P \infty (100) : (102) = 43^\circ 39' \\ 0P : -\frac{1}{2}P \infty (004) : (102) = 46^\circ 11' \end{array} \right.$
$3P3 : 2P (311) : (2\bar{2}1) = 23^\circ 38\frac{1}{2}'$	
etc.	
$3P : \infty P (334) : (110) = 20^\circ 42\frac{1}{2}'$	
$\infty P : \infty P \infty (110) : (100) = 45^\circ 0'$	
etc.	

Diese Uebereinstimmung ist zwar nicht sehr genau, aber doch bei der Uebereinstimmung der Ausbildung sowohl der Homilitkrystalle als der begleitenden Zirkonkrystalle recht auffallend; diese letzteren zeigen nämlich an den Homilit-Melinophanvorkommnissen durchgehend einen prismatischen Typus, in der Verticalzone mit ∞P allein, am Ende mit den Pyramiden $3P$, $2P$ und P , gewöhnlich $3P$, seltener auch $2P^*$) vorherrschend, die Flächen von $3P3$ dagegen selten und so untergeordnet, dass sie nicht an allen Ecken regelmässig auftreten. Dabei haben die Zirkone dieses Vorkommens auch häufig eine schwarze Farbe und sehen dadurch den Homilitkrystallen ganz ähnlich aus. Nur ist natürlich oft die durch die verschiedenen Symmetrieverhältnisse beider Mineralien bedingte Ungleichheit auffallend, indem ja von den der Pyramide $3P3$ entsprechenden acht Flächen am einen Ende des Homilit nur zwei Flächen P oder höchstens vier Flächen P und $-P$ auftreten, während die entsprechenden mPn -Pyramiden: $+$ und $-\frac{1}{2}R2$ bei dem Homilit in der Regel fehlen etc.

Beide Mineralien finden sich auch an dem Vorkommen von Stokö mit einander verwachsen; inwiefern aber eine regelmässige Verwachsung stattfindet, was ich Anfangs zu beobachten glaubte, erlaubte mir mein Material nicht zu entscheiden.

Man könnte geneigt sein, die oben erwähnte Aehnlichkeit der beiden Mineralien als ganz zufällig zu betrachten und es ist ja möglich, dass dem so ist; andererseits möchte ich aus Princip dem Zufall möglichst wenig zuschreiben und halte es daher für nicht ausgeschlossen, dass diese Aehnlichkeit beider Mineralien doch nicht unwesentlich und zufällig ist. Suchen wir in der chemischen Zusammensetzung dafür einige Stützen, so werden

*) Als schmale Abstumpfung bisweilen auch $\frac{1}{2}P$ und $5P$ (s. oben).

wir wenigstens nicht ganz ohne Anhaltspunkte sein. Nehmen wir für den Homilit die von P. Groth (Tab. Uebers. II. Ausg. S. 85) aufgestellte Formel $Ca_2[BO]_2Fe[SiO_4]_2$ oder die oben abgeleitete Formel $\overset{II}{R}_3[BO]_2[SiO_4]_2$ an, so sehen wir, dass die Zirkonformel doppelt geschrieben: $Zr_2[SiO_4]_2$, die Analogie aufweist, dass bei Gleichheit des letzten Theiles der Formeln im ersten

Theile die Gruppen $Ca_2[BO]_2Fe$ oder $\overset{VIII}{\overset{II}{R}_3[BO]_2}$ wie $\overset{VIII}{Zr_2}$ achtwerthig sind, — dass beide also als Orthosilicate aufgefasst werden können.

Was die optischen Eigenschaften des Homilit betrifft, so hat schon Des Cloizeaux darüber Folgendes mitgetheilt.

»Einige Krystalle sind durch und durch doppeltbrechend, andere sind aufgebaut aus einem grünen, stark doppeltbrechenden und pleochroitischen Kerne, mit einer gelblichen, einfachbrechenden Rinde umgeben; wieder andere sind ganz ohne Doppelbrechung.

»Die Ebene der optischen Axen ist senkrecht zur Symmetrieebene, die spitze, positive Bisectrix fast parallel der Verticalaxe.

»Eine doppeltbrechende Platte, anfangs etwas dicker und wenig durchsichtig, später dünner geschliffen und mehr durchsichtig, gab in Oel:

$$2H_a(\text{roth}) = 98^\circ 22' \text{ und bei geringerer Dicke } 97^\circ 5'.$$

Deutliche Dispersion der Axen, $\varrho > v$. Sehr ausgesprochene horizontale Dispersion.«

Selbst habe ich an 15 verschiedenen Platten folgende Beobachtungen gemacht:

Mit Des Cloizeaux übereinstimmend habe ich die optische Axenebene senkrecht zur Symmetrieebene gefunden. Die Lage der spitzen Bisectrix in der Symmetrieebene wurde in mehreren Dünnschliffen parallel der Symmetrieebene mittelst des Bertrand'schen Oculars an Nachel's grossem Mikroskope bestimmt. Es zeigten dabei die fast farblosen Randpartien der Schliffe, dass bei diesen die Bisectrix in dem spitzen Winkel β austritt, nur 4° mit der Verticalaxe bildend. Die innerhalb der Randzone liegenden Zonen zeigten dagegen grössere Winkel, und zwar nach entgegengesetzter Seite, ca. 4° und mehr, und in der Centralpartie von brauner Farbe, wurde dieser Winkel nach derselben Seite, also in dem stumpfen Winkel β , zu Werthen zwischen $8^\circ 36'$ und $11^\circ 54'$ gemessen.

Die Grösse des Axenwinkels wurde für vollkommen frischen Homilit (siehe unten) ermittelt zu:

	$2H_a$	$2H_o$	$2V_a$
Roths Glas	$93^\circ 8'$	$125^\circ 33'$	$77^\circ 59'$
Blaues Glas	$94^\circ 12'$		

In der Platte senkrecht auf die spitze positive Bisectrix schien mir die

horizontale Dispersion, wie sie Des Cloizeaux angenommen, ganz deutlich; die zweite Platte senkrecht auf die stumpfe Bisectrix zeigte eine ganz deutliche gekreuzte Dispersion; diese erlaubte jedoch keine Ablesungen für blaues Glas wegen der sehr starken Absorption der blauen Strahlen. Auch waren die Platten zu vielfach gespalten, um das Austreten der Axen in Luft zu gestatten.

In diesen beiden, ungefähr $\frac{1}{2}$ mm dicken Platten zeigte sich der Pleochroismus des Minerals sehr stark und zwar für Strahlen, schwingend

$\parallel b(a)$	$> a(b)$	$> c(c)$
tief braunroth	blaulichgrün	schwach rauchgrau oder bräunlichgelb.

Die Absorption parallel der optischen Normale ist in etwas dickeren Platten so stark, dass sie mit parallel dieser Richtung schwingenden Strahlen beleuchtet kein Licht durchgehen lassen. Die Körperfarben sind für dicke Platten parallel OP geschliffen schön grün, parallel $\infty R \infty$ geschliffen braunroth, parallel $\infty P \infty$ geschliffen grün.

Im Dünnschliffe tritt dieser lebhafte Pleochroismus, welcher für die grünen und rothen Farben an Hypersthen erinnert, obwohl deutlich, doch nur schwach hervor; dieser frische, echte Homilit ist es, welcher in Schnitten nach $\infty R \infty$ mit der Verticalaxe fast parallele Auslöschung zeigt.

In Dünnschliffen nach der Symmetrieebene von mehreren, ungefähr 1 cm langen, nach der Orthoaxe verlängerten Krystallen zeigte sich eine stark ausgebildete Zonarstructur mit recht eigenthümlichen Eigenschaften.

In dem Taf. VIII Fig. 11 abgebildeten (sechsmal vergrösserten) Dünnschliffe sieht man im inneren Theile des Präparates eine trübere, gelbbraunliche, weniger durchsichtige Partie (in der Figur mit Punktirung bezeichnet), deren Begrenzung parallel den beiden basischen Flächen sich dem Rande mehr nähert und hier breiter ist, während sie von den beiden Basisseiten nach innen zu in mehrmals geknickten, ziemlich geraden Linien an Breite abnimmt. Diese innere Partie ist zunächst jedoch nicht continuirlich von einer schmalen hellgefärbten, ebenfalls etwas getrübten Zone (in der Figur vertical schraffirt), dann von mehreren, parallel der Basis schmalen, parallel dem Orthopinakoid breiten, durchsichtigen Zonen umgeben; diese sind stellenweise von unzähligen winzigen schwarzen Interpositionen, mit parallel dem Orthopinakoid linearer Begrenzung, erfüllt. Rechts von der innersten Partie, oben an der Figur, sieht man eine ganz opake, milchweiss gefärbte, undurchsichtige Partie, welche ohne scharfe Grenzen in die Umgebungen übergeht. Zufällige Spalten, oft mit Eisenoxydhydrat gefüllt, sind nur oben rechts angegeben.

Was nun zuerst die Begrenzungslinien der inneren Partie betrifft, so bilden dieselben in der Mitte links einen einspringenden ebenen Winkel von ca. 140° , rechts in der Mitte von ca. 130° ; die übrigen Begrenzungslinien

linien liessen sich weniger gut messen. Da diese Begrenzungslinien, wie Dünnschliffe nach $\{100\} \infty P\infty$ lehren, Pyramiden entsprechen müssen, lässt sich aus den gemessenen Winkeln das Zeichen wenigstens der diese Pyramiden abstumpfenden Orthodomen ungefähr bestimmen. Zwei Flächen $P\infty: -P\infty$ geben den einspringenden Winkel $64^{\circ}30\frac{1}{2}' + 64^{\circ}44' = 128^{\circ}44'$; zwei Flächen $\frac{2}{3}P\infty: -\frac{2}{3}P\infty$ geben $54^{\circ}22\frac{1}{2}' + 54^{\circ}8\frac{1}{2}' = 108^{\circ}31'$.

Die Lage der spitzen Bisectrix in den verschiedenen Theilen der Platte wurde (hier wie bei den folgenden Präparaten) mittelst des Bertrand'schen Oculars an Nacet's grossem Mikroskope bestimmt; es wurde dabei die Streifung nach der Verticalaxe sehr scharf der einen Theillinie der Bertrand'schen Platte parallel eingestellt. Mit dieser Streifung bildet die Bisectrix in der äusseren durchsichtigen Zone $+10^{\circ}$ *); in der trüberen Zone rings um die innere braune Partie war derselbe Winkel ca. -4° , in der inneren braunen Partie selbst ca. -7° bis 10° . Es verhalten sich also die verschiedenen Zonen offenbar optisch verschieden, und sind demnach ganz wahrscheinlich auch chemisch verschieden.

Da es mir von Interesse schien, auch andere Dünnschliffe zu untersuchen, um zu sehen, ob diese Verhältnisse regelmässig auftreten, wurden mehrere solche nach $\{010\} \infty P\infty$ angefertigt. Einen derselben stellt Taf. VIII Fig. 7 achtfach vergrössert dar. Anstatt einer einzigen grossen braungefärbten Centralpartie mit einspringenden Winkeln sehen wir hier innerhalb der äusseren durchsichtigen Zone (parallel $\infty P\infty$ sind auch hier mehrere solche vorhanden) und der dann nach innen folgenden etwas getrübten Zone den grossen centralen Theil des Dünnschliffes eigenthümlich mosaikartig aufgebaut aus einer grossen Anzahl kleiner, nicht zusammenhängender brauner Partien, von welchen die meisten sehr regelmässig dieselbe Stundenglas-ähnliche Begrenzung besitzen, wie die grosse Innenpartie des erst beschriebenen Dünnschliffes; jede dieser kleinen Partien (oder mehrere enger verbundene) ist, wie die stärker vergrösserte Figur 6 zeigt, erst von einer gewöhnlich parallel OP und $\infty P\infty$ begrenzten Hülle von derselben Substanz wie die etwas getrübte Zone umgeben, und dann ist auch zwischen mehreren solchen ein dünner Strang von der Substanz der äussersten durchsichtigen Zone vorhanden. Diese durchsichtige Substanz zieht sich auch als unregelmässige Spaltenfüllung durch das mosaikartige Gewebe der beiden anderen Substanzen. Die einspringenden Winkel der braunen Partien sind verschieden, oft ca. 110° bis 130° .

Auch in diesem Präparate ist die Auslöschung verschieden für die durchsichtige Substanz — ca. 10° — wie für die getrübte und für die braunen Partien; für die letzteren beträgt dieselbe ca. 3° bis 4° . Für die

*) Mit $+$ der Winkel gegen die Verticalaxe, wenn die Bisectrix in dem spitzen Winkel β austritt, mit $-$ in dem stumpfen Winkel β bezeichnet.

äussere farblose Zone ist es bemerkenswerth, dass rechts oben der Winkel $+1^\circ$, rechts unten dagegen -1° beträgt; eine scharfe Grenze zwischen diesen beiden Orientirungen konnte ich nicht beobachten. Vielleicht steht dies damit in Verbindung, dass die Ausbildung des Krystalles keine vollkommene gewesen ist, indem die beiden Flächen $0P(004)$ und $(00\bar{1})$ ungefähr $4\frac{1}{2}^\circ$ von der Parallelität abweichen. Uebrigens besitzen die feinen Stränge der durchsichtigen Substanz überall ungefähr dieselbe Orientirung, ebenso wie auch die beiden anderen Substanzen.

Ein dritter Dünnschliff nach $\{040\}\infty R\infty$ ist in Taf. VIII Fig. 40 achtmal vergrössert dargestellt. Wir sehen auch hier die äussere durchsichtige Substanz, dann eine innere braungefärbte, weniger durchsichtige Substanz in mehreren Zonen (punktirt dargestellt) von etwas verschiedener Färbung (deren Tiefe durch verschieden dichte Punktirung angedeutet ist). Die Begrenzungslinien, welche mit der Trace von $\{00\bar{1}\}0P$ Winkel von 24° bis 46° bilden, müssen sich hier auf niedrigere Formen, als in den vorigen Fällen referiren. Es zeigt hier die braune Substanz gegen die basische Trace als Nullrichtung Auslöschungswinkel von ca. $2\frac{1}{4}^\circ$, wahrscheinlich negativ, die durchsichtige Substanz von ca. $\frac{1}{2}^\circ$ (auch in den kleinen Strängen oben). Zwei kleinere Partien der braunen Substanz links und rechts unten verhalten sich, scharf abgegrenzt, abweichend, indem sie Winkel von resp. $-5\frac{1}{2}^\circ$ ($4\frac{1}{2}^\circ$) und $+5\frac{1}{2}^\circ$ zeigen.

Sowohl in diesem als in den oben erwähnten beiden Dünnschliffen zeigt die äussere Zone der durchsichtigen Substanz in der Schicht parallel $0P$ eine sehr feine Streifung senkrecht zu $0P$, in den Schichten parallel $\infty R\infty$ weniger hervortretend und senkrecht auf diese Fläche.

Klarere Verhältnisse bietet eine vierte Platte nach $\{040\}\infty R\infty$, in Taf. VIII Fig. 8 dargestellt. Die punktirten Felder sind auch hier im Dünnschliffe braun, die nicht punktirten farblos. Unten dringt ein zonar aufgebauter, in der Mitte dünner Apatitkrystall (Ap.) bis in die Mitte des Homilit ein, auch sind ein Paar Fetzen von Aegirin (Äg.) eingeschlossen, während unten der früher auskrystallisirte Homilit von zwei Aegirin-Individuen umgeben ist. Die kreuz und quer schraffirten Partien links unten und links oben etc. sind eigenthümlich umgewandelte Homilitpartien.

Diese Platte zeigt nun offenbar eine Feldertheilung, welche durch Zwillingsverwachsungen zu erklären sein muss, und zwar offenbar so, dass hier ein Durchkreuzungszwilling vorliegen muss. Denn die Zwillingsgrenzen sind ganz scharf markirt, und die Auslöschungswinkel, gegen eine Kante $\infty R\infty$ normirt, sind kreuzweise dieselben; nämlich in den braunen Feldern: oben links und unten rechts $+2^\circ$ bis $+2\frac{1}{2}^\circ$, oben rechts und unten links ca. -2° , wobei bemerkt werden muss, dass die äusserste Zone oben links $+4^\circ$, rechts -4° Auslöschung zeigt.

In den ungefärbten Feldern: links oben und rechts unten $+1^\circ$,

links unten und rechts oben $-\frac{1}{2}^{\circ}$; eine farblose Partie ungefähr in der Mitte oben $+4^{\circ}$. Endlich sind in der Mitte der Platte vier kleine braungefärbte Felder abgegrenzt, welche kreuzweise links oben und rechts unten $+5^{\circ}$, in den umgekehrten Feldern -5° aufweisen.

Wie wäre nun diese Felderordnung durch Zwillingsgesetze zu erklären?

Um diese Frage zu beantworten wurde auch nach dem Orthopinakoid aus demselben Krystall, welcher vorher durchgeschnitten war, ein Dünnschliff gemacht, in Taf. VIII Fig. 9 dargestellt. Wie man sieht, finden sich hier dieselben braunen Felder wie in Fig. 8, ein Beweis dafür, dass diese von Pyramidenflächen begrenzt gewesen sind, wie man dies auch an einigen durchgebrochenen Krystallen direct beobachten kann. Die ganze Platte löscht einheitlich parallel der Kante von OP aus.

In der in Taf. VIII Fig. 8 abgezeichneten Platte sind nun offenbar die beiden farblosen Felder links, sowie die beiden farblosen Felder rechts am leichtesten durch Zwillingstellung nach $\{001\}OP$ zu einander zu erklären, wobei kreuzweise also zwei Felder demselben Individuum angehörig sind. Ebenso sind auf dieselbe Weise die innersten kleinen braunen Felder zu erklären.

Ferner könnten die braunen Felder oben, ebenso wie die braunen Felder unten als in Zwillingstellung nach $\{100\}\infty P\infty$ orientirt am leichtesten erklärt werden, wobei auch hier also kreuzweise zwei Felder oben und unten einem gemeinsamen Individuum angehörig wären.

Andere Zwillingsgesetze als die beiden eben erwähnten können nicht auftreten; denn in der Platte nach der Symmetrieebene zeigen sämtliche Felder, wenn die Kante nach OP parallel dem Hauptschnitt des Analysators eingestellt, die rothe Farbe der Absorption für die parallel der Klineaxe des Homilit schwingenden Strahlen, und in der Platte nach dem Orthopinakoid zeigen sämtliche Felder, wenn die Kante nach OP parallel dem Analysator-Hauptschnitt eingestellt ist, die grüne Absorptionsfarbe der parallel der Orthoaxe schwingenden Strahlen des Homilit. Es können demnach nur die beiden Zwillingsgesetze auftreten, bei welchen die drei geometrischen Axen der Einzelindividuen nahezu parallel sind (wegen der geringen Abweichung des Winkels β von 90°), das heisst: »Zwillingsebene Basis« und »Zwillingsebene des Orthopinakoid«. Ob in der That diese beiden Gesetze oder nur das erste derselben vorhanden, konnte nicht sicher entschieden werden.

Da nun aber ganz entschieden andere Zwillingsgesetze als die soeben erwähnten ausgeschlossen sind, fragt es sich, wie denn die verschiedene Grösse der Auslöschungswinkel der verschiedenen Felder zu erklären ist.

Zuerst ergibt sich hier aus den Verhältnissen der Platte Taf. VIII Fig. 8, wie aus zwei ganz ähnlich sich verhaltenden nicht abgebildeten Platten,

ferner aus der Platte Fig. 10, dass die Lage der Bisectrix nach der positiven oder negativen Seite der Verticalaxe von der Zwillingsorientirung abhängig sein muss. Die verschiedene Grösse dieses Winkels in Feldern, welche übrigens gleichartige Orientirung als positiv oder negativ besitzen, hängt augenscheinlich genau mit der sehr ausgesprochenen gewöhnlichen Zonarstructur des Homilit zusammen. Denn in den Fig. 7 und Fig. 11 dargestellten Platten zeigt z. B. die äussere im Dünnschliffe fast farblose, durchsichtige Zone ringsherum Auslöschungswinkel von nur ca. 40° , in der Platte Fig. 8 zeigt eine äusserste zonare Schicht Auslöschungswinkel von $\pm 40^\circ$ etc. Andererseits muss die verschiedene Grösse der Auslöschung auch mit den Erscheinungen in Verbindung stehen, welche die verschiedene Färbung der verschiedenen Felder bedingen, und welche als eine ganz besondere Ausbildung der Zonarstructur anzusehen sind.

Eine verschiedene Färbung der verschiedenen Felder ist zwar eigentlich schon ursprünglich vorhanden gewesen, die Farben aber, welche die oben beschriebenen Platten zeigen, müssen wieder unzweifelhaft mit den Umwandlungserscheinungen des Homilit in Verbindung stehen. Der echte unveränderte frische Homilit zeigt, wie schon erwähnt, in etwas dickeren Platten einen starken, prächtigen Pleochroismus und ist in dünnen Platten fast farblos, jedoch noch mit deutlichem Pleochroismus. Eine nicht abgebildete Platte nach {010} ∞ ∞ zeigt nun bei vollkommener Frische der Substanz eine ganz ähnliche Stundenglasstructur, wie die Platte Fig. 11; bei dieser Platte aber sind die den beiden Basisflächen anstossenden Felder tief gefärbt und stark pleochroitisch, die dem Orthopinakoid angrenzenden Felder heller gefärbt und weniger pleochroitisch. Die Auslöschungswinkel aller Felder, sowohl der tief pleochroitischen als der helleren schwach pleochroitischen, sind jedoch dieselben, ca. 40° . Die oben beschriebenen Platten aber sind augenscheinlich nicht mehr durch und durch unverändert.

Die braunen, in den Figuren punktirt bezeichneten Felder derselben sind nämlich in dickeren Platten wenig durchscheinend, nicht sehr deutlich pleochroitisch, in dünnen Platten zeigen sie noch einen deutlichen Pleochroismus, sind aber oft weniger stark doppelbrechend als die nicht braun gefärbten Partien. Die braune Farbe muss auf der Ausscheidung einer bräunlichen, wahrscheinlich amorphen Substanz, welche die doppelbrechende Substanz durchdringt, beruhen, denn ich konnte diese selbe braune Färbung längs secundären Spalten in mehreren Präparaten beobachten, oft als flockige Ausbreitungen von nur schwacher Farbenintensität, an anderen Stellen als tiefe braunrothe Massen, welche selbst in dünnen Platten kaum das Licht durchdringen lassen; diese letzteren sehen oft Eisenoxydhydrat-ähnlich aus und dürften in Betracht des grossen Eisengehaltes des Homilit wohl auch zum grössten Theile daraus

bestehen, vielleicht sind jedoch auch Hydrate von Oxyden der selteneren Erden (Ceritoxide) dazwischen. Wenn die Umwandlung weiter fortgeschritten ist, resultirt eine entweder äusserst schwach doppelbrechende oder eine vollkommen isotrope gelbliche oder braune Substanz, welche ich als Kern in mehreren Platten beobachtet habe, und welche ja auch schon von Des Cloizeaux erwähnt wurde.

Es scheint mir nach dem Obenstehenden offenbar, dass bei der normalen unveränderten Homilitsubstanz die spitze Bisectrix einen Winkel von nur ca. $\frac{1}{2}^{\circ}$ bis 3° in der Symmetrieebene mit der Verticalaxe bildet, dass aber bei der Umwandlung, ehe eine amorphe Substanz aus derselben endlich resultirt, grössere Auslöschungswinkel, also eine andere Lage der Bisectrix gegen die Verticalaxe verursacht wird. Diese Umwandlung scheint besonders in den parallel der Basis abgelagerten zonalen Schichten stattgefunden zu haben, während die (wenigstens bei den nach der Basis tafelförmigen Krystallen) rascher gewachsenen zonalen Schichten parallel dem Orthopinakoid relativ widerstandsfähig gewesen sein müssen; an der eben erwähnten Platte des vollkommen frischen unveränderten Homilit zeigte sich, dass die parallel der Basis abgelagerten Schichten sich eben durch tiefere Färbung und stärkeren Pleochroismus auszeichneten, was sicherlich mit anderer Zusammensetzung in Verbindung stehen muss. Diese tiefer gefärbten Schichten scheinen aber leichter einer Umwandlung anheimzufallen. Dieser Schluss scheint, wenigstens nach den Beobachtungen an den meisten Platten berechtigt.

Wie aber die stundenglasförmige Structur der in Fig. 8 dargestellten Platte in allen Einzelheiten zu erklären ist, scheint schwierig zu sagen; bemerkenswerth ist hier, dass nach der Färbung die respectiven Auslöschungswinkel der verschiedenen Substanzen (der farblosen, der getrühten und der braunen) durch das ganze Präparat für jede einzelne Farbe übereinstimmen, so dass z. B. die dünnen Stränge der farblosen Substanz wie die äussere Zone nur 4° Auslöschungswinkel aufweisen. Ob bei der Umwandlung Spannungserscheinungen hervorgerufen wurden, welche die geänderte Lage der Bisectrix veränderten, konnte nicht entschieden werden. Diese Stundenglasstructur dürfte also eine eigenthümlich ausgebildete Zonarstructur sein, analog derjenigen mehrerer Augite, wie dies zuerst von van Werweke (Neues Jahrb. 1879 S. 483 u. 823) beschrieben wurde*), und wie ich selbst auch an mehreren anderen Vorkommnissen beobachtet habe (siehe unten bei Akmit und Aegirin). Das am meisten auffallende dabei ist der Umstand, dass die derselben Schale angehörigen, also gleich-

*) Vergl. auch E. Cohen, Mikrophot. zur Veransch. d. mikr. Structur etc. Tab. 26, Fig. 2.

zeitig abgesetzten Schichten verschiedene Zusammensetzung besitzen müssen, je nachdem sie parallel der Verticalzone oder parallel anderen Zonen oder Flächen sich absetzten, ein Verhältniss, welches in der That im höchsten Grade bemerkenswerth ist und ein näheres Studium verdienen dürfte.

Die Zonarstructur gibt sich sowohl in der frischen als in der stärker umgewandelten braunen Substanz durch feine Linien parallel der Umgrenzung kund. Die an den Figuren angedeutete feine Streifung, welche überall senkrecht auf die Zonarstructur verläuft, scheint mir nach Vergleich sämtlicher Präparate vielleicht auch durch die angefangene Umwandlung bedingt; in einigen Fällen sind äusserst winzige schwarze Täfelchen parallel der Zonarstructur angeordnet (Fig. 44) und dürfen nicht mit dieser feinen Streifung verwechselt werden.

Im Ganzen muss diese durchgreifende Umwandlung, durch welche zuletzt aus dem Homilit eine isotrope Substanz resultirt, mit den entsprechenden Umwandlungserscheinungen so vieler anderer Mineralien unserer Gänge verwandt sein und aus ähnlichen Ursachen herrühren. Ich möchte deshalb annehmen, dass diese Umwandlungserscheinungen unmittelbar in Verbindung mit den bei einer späteren Periode der Gangbildung stattgefundenen Vorgängen gestanden haben und also von recht frühem Ursprunge seien. Aus dem Folgenden erhellt, dass ich selbst einige der amorphen Mineralien, welche als Erdmannit, Michaelsonit etc. aufgeführt sind, theilweise nur als Endproducte der Homilitumwandlung betrachten kann (siehe unter Erdmannit). Diese primäre, ursprüngliche Umwandlung ist also keine Verwitterung. Auch eine solche haben die Homilitkrystalle bisweilen erlitten; sie sind dabei zerspalten und zu einer erdartigen, von Eisenoxydhydrat durchdrungenen Masse zersetzt.

Ausser der vollkommen frischen, pleochroitischen, makroskopisch in reflectirtem Lichte in dicken Stücken dunkel grünscharzen oder violett-röthlich-schwarzen Homilitsubstanz sieht man an manchen Krystallen auch eine äusserst dünne (selten bis $\frac{1}{2}$ mm), vollkommen frische, harte Zone einer anderen Substanz von rein weisser Farbe, welche selbst in dickeren Platten gut durchsichtig, farblos und ohne Spur von Pleochroismus ist. Die Zusammensetzung dieser dünnen, äusseren Zone konnte aus Mangel an hinreichendem Material nicht genauer ermittelt werden. Es wurden ein Paar Centigramm abgeschabt und qualitativ untersucht, wobei es sich zeigte, dass diese Substanz sich etwas schwieriger, als der typische Homilit in Salzsäure löste. In der Lösung wurden nur Spuren von Eisen nachgewiesen, während in einer ebenso grossen Portion Homilitsubstanz reichliche Eisenreaction erhalten wurde; an Ca und B dagegen kräftige Reactionen. Da die Substanz mit dem Homilit isomorph sein muss, und ebenso wie dieser parallel auslöscht, dürfte hier sicher der mit dem Homilit isomorphe

Datolith vorliegen; hierfür spricht auch das spec. Gew. (ca. 3,0), welches mittelst der Thoulet'schen Lösung gefunden wurde.

Die optische Untersuchung dünner Platten in Verbindung mit den krystallographischen Beobachtungen lehrt, dass Zwillingbildungen nach $\{004\}OP$, vielleicht auch nach $\{100\}\infty P\infty$ bei dem Homilit ganz gewöhnlich sind, und dass dabei Zwillinglamellen oder unregelmässig lappige Partien in Zwillingstellung oft mit ganz complicirt verlaufender Begrenzung häufig eingeschaltet sind. Daneben hat das Mineral an mehreren Vorkommnissen Neigung zu einer garbenförmigen Anordnung der einzelnen Individuen. Kommt hierzu noch die Unregelmässigkeit in der Oberflächenbegrenzung, welche mit der Zonarstructur und mit dem diese begleitenden Umstand, dass nicht alle Schichten dieselbe chemische Zusammensetzung besitzen können, in Verbindung stehen, so versteht sich genügend, weshalb die Winkelmessungen an Homilitkrystallen so wenig befriedigend ausfallen, wie oben angeführt wurde.

Vorkommen. Was das Vorkommen des Homilit betrifft, so habe ich von den Sammlern an Ort und Stelle folgende Mittheilungen, welche ich selbst z. Th. bestätigen konnte, erhalten. Ueberall als Begleiter des Melinophan, findet er sich auf einem Striche von kleinen Gängen, welcher ungefähr von der Mitte der Insel Stokö quer über diese Insel verläuft, sowohl auf der Ostseite, als namentlich bei Stoksund an der Westseite, dann über die Insel Gross-Arö nach den Arösheeren bis an den südlichen Theil der Insel Ober-Arö fortsetzt. An den meisten dieser Vorkommnisse von Homilit und Melinophan sind auch Titanit, Zirkon (Erdmannit z. Th.), Löllingit, schwarzer Glimmer in guten Krystallen, Aegirin, ausser Feldspath etc. vorhanden; accessorisch tritt auch Astrophyllit, Melanocerit, Nordenskiöldin, Wöhlerit, Hiortdahlit, Molybdänglanz etc. mit dem Homilit zusammen auf. Ausserhalb dieses Streifens wird der Homilit nicht angetroffen. Diese ganz bemerkenswerthe Beziehung in der Paragenesis zwischen Melinophan und Homilit muss natürlich in den Bedingungen, welche zur Bildung dieser Mineralien nöthig waren, ihre Ursache haben.

Alle Homilitkrystalle, welche ich gesehen habe, waren ursprünglich mit einem Ende oder einer Fläche angewachsen gewesen, und sind nie ringsherum ausgebildet, was auch mit den meisten anderen Gangmineralien der Fall war. Eine ganz bestimmte Altersfolge findet sich ebenso wenig für den Homilit, als für die meisten anderen Mineralien unserer Gänge. Einige Krystalle sind augenscheinlich sehr früh und jedenfalls vor dem Feldspath auskrystallisirt; die meisten Krystalle scheinen aber auf ursprünglichen Hohlräumen zwischen grösseren Feldspathindividuen auskrystallisirt. Apatitnadeln ragen in die Krystalle hinein, sind also älter, ebenso Krystalle von Titanit und die erwähnten Zirkonkrystalle, welche wieder jünger als die Apatitnadeln sind. Krystalle von Aegirin habe ich in den

Homilitkrystallen gefunden, aber auch umgekehrt (siehe Fig. 8) Homilit als das zuerst ausgebildete dieser Mineralien angetroffen; vielleicht ist es jedoch hier der Aegirin, welcher mehrere Generationen besitzt, nicht der Homilit. Die schwarzen Glimmerkrystalle, welche an mehreren Homilitvorkommnissen häufig sind, sind kurz vor oder ungefähr gleichzeitig mit dem Feldspath gebildet und scheinen in der Regel älter als die Homilitkrystalle. Ebenso sind älter als der Homilit Krystalle von Löllingit. Ungefähr gleichzeitig mit dem Homilit ist der Melinophan gebildet, denn beide Mineralien haben einander in der Krystallisation gegenseitig gehemmt, wo sie einander berühren. Dagegen sind die Homilitkrystalle durchgehends älter, als die Zeolithbildung der Gänge, und gerade die besten Krystalle ragen häufig in Analcim (grünlich, weiss etc.) hinein. Die Altersfolge wäre also ungefähr: Apatit, Zirkon, Titanit, Löllingit (?); — schwarzer Glimmer, Aegirin, Homilit, Feldspath, Eläolith; — Homilit, Melinophan etc.; — Zeolithe, namentlich Analcim.

Einer der grössten und wohl in Betracht seiner Grösse der schönsten Homilitkrystalle, welche bekannt sind, ist der in natürlicher Grösse Taf. VII Fig. 42 abgebildete Krystall, welcher dem schwedischen Reichsmuseum gehört. Grössere, aber schlechter ausgebildete Krystalle besitzt auch die Universität Stockholm, so z. B. ein Exemplar von ungefähr 50 g Gewicht.

Ueber das Verhalten zum Melanocerit und Erdmannit siehe unter Erdmannit.

25. Datolith, Esmark.

Datolith war bis jetzt auf unseren Gängen unbekannt, eine recht auffallende Thatsache, wenn man sich der bedeutenden Anzahl anderer, Borsäure haltender Mineralien auf denselben erinnert. Ich habe nun auch den Datolith bis jetzt allerdings nur als Ueberzug an Homilitkrystallen beobachtet, wie oben S. 456 bei der Besprechung dieses Minerals beschrieben wurde. Aber auch in dieser Weise kommt der Datolith nur selten vor, nämlich nur an Homilitkrystallen, welche gegen Zeolithe auskrystallisirt sind; dies zeigt, dass der Datolith nur dann an den Homilitkrystallen in paralleler Orientirung abgesetzt wurde, wenn diese gegen offene Drusenräume herausragten, was übrigens schon von vornherein zu erwarten war. Da die Mineralien, welche die Hauptmasse der Gänge ausmachen, gewiss aus einem Magma auskrystallisirt sind, konnte man nicht erwarten, Datolith als eigentlichen Gangbestandtheil, sondern nur als Drusenmineral zu finden.

Granatgruppe.

26. Granate.

4846. P. C. Weibye. Karsten u. v. Dechen's Archiv etc. S. 533 u. 542.

4854. C. Bergemann. Pogg. Ann. 66. 486.

4855. — Verhandl. d. Nat. Ver. d. pr. Rheinl. etc. 1855. S. 74.

4856. D. Forbes. Edinb. new phil. journ. 2. Ser. 3. 63.

Die Mineralien der Granatgruppe in engerem Sinne sind auf unseren Gängen keineswegs häufig: auf den meisten und grössten Gängen findet sich kein Granat, so auf Låven, auf den Gängen bei Fredriksvärn etc.; nur auf einigen kleineren Gängen oder in Ausläufern der grösseren Gänge findet sich ausnahmsweise Granat, zum Theil in ungewöhnlichen Varietäten. Bemerkenswerth ist es, dass der auf den Pegmatitgängen so gewöhnliche rothe, in Ikositetraëdern ausgebildete Mangan-Eisen-Thongranat (Spessartin) nicht beobachtet wird. Die mir bekannten Vorkommnisse sind folgende.

1. Brauner Kalk-Thon-Eisengranat von Stokö.

Schon Weibye erwähnt l. c. S. 533: »Brauner Granat (Kolephonit), welchen ich im Jahre 1842 auf Stokö in einzelnen und drusenweise in derben Albit eingewachsenen Krystallen (Granatoëder), denen von Cziklowa in Banat ganz ähnlich, fand.« Eine Stufe dieses Vorkommens aus den Sammlungen des Reichsmuseums zeigt, dass die kleinen Krystalle in dünnen, kaum je 1 cm breiten Adern in dunklem Augitporphyr vorkommen: die Hauptmasse dieser weissen Adern besteht nicht, wie Weibye angiebt, aus Albit, sondern aus Analcim und Kalkspath, in welchen die Granatkrystalle ein- und an den Seiten der Adern aufgewachsen sind. Dass diese Adern mit unseren Gängen zusammenzustellen sind, ist kaum zweifelhaft.

Die folgende Analyse dieser recht hübschen, halbdurchsichtigen oder durchscheinenden, hellbraunen Granatoëder wurde gütigst von Herrn Amanuensis G. Lindström ausgeführt.

Si O ₂	36.63
Al ₂ O ₃	9.97
Fe ₂ O ₃	13.45
Fe O	2.28
Mn O	0.63
Ca O	35.90
Mg O	0.28
H ₂ O	0.16
	99.30

Ganz entsprechend ist ein Vorkommniß von kleinen Adern und Drusenraumausfüllungen in umgewandeltem Augitporphyr, welches ich 1883 in einem Bahndurchschnitte beim Hofe »Gudsfred« in Eidanger, östlich von Porsgrund entdeckte; von diesem bemerkenswerthen Vorkommen nahm ich leider nur ein paar winzige Scherben mit, so dass die Untersuchung desselben deshalb nur unvollständig ausgeführt werden konnte.

Die Hauptmasse dieser Adern besteht aus Kalkspath, innig gemengt mit Albit und gelbem Granat, der letztere in ganz kleinen ($\frac{1}{2}$ —4 mm) wohlbegrenzten Krystallen; in geringer Menge findet sich ausserdem ein schwefelgelbes, stark doppeltbrechendes Mineral (Wöhlerit?) und ein pechschwarzes oder braunschwarzes, optisch isotropes Mineral in kleinen Körnern, die beiden letzteren Mineralien des unzureichenden Materiales wegen leider nicht sicher bestimmbar.

Im Dünnschliffe zeigten sich nun interessante Verhältnisse. Die kleinen Granatkrystalle erwiesen sich nämlich erstens stark doppeltbrechend; zweitens sind die meisten Krystalle (s. Taf. VI Fig. 1, 3, 4, 6) nur dünne Krystallschalen, während das Innere derselben theils aus Kalkspath (in den Figuren mit K bezeichnet), theils aus Albit besteht; sehr häufig ist jedoch der innerste Kern Granat, dann kommt eine Schale von Kalkspath oder Albit, endlich aussen eine Schale von Granat. Bisweilen besteht der Krystall auch durch und durch aus Granat, welcher dann zwischen gekreuzten Nicols der Doppelbrechung wegen eine hübsche Zonarstructur mit regelmässiger Feldertheilung aufweist; in diesen Fällen ist sehr häufig auch der innere Kern isotrop und nur die äussere Schale doppeltbrechend. In seltenen Fällen besteht der innere Kern aus dem erwähnten schwarzen Mineral, welches sich im Dünnschliffe mit tief brauner Farbe durchsichtig erweist, von Kalkspath und einem zeolitischen Mineral, welche wieder von einer Schale von Granat umgeben sind, eingehüllt; das schwarze Mineral zeigt in einem Falle eine dodekaëdrische Form und dürfte demnach selbst wahrscheinlich ein Granatmineral sein; es ähnelt im Dünnschliffe etwas dem unten erwähnten Yttergranat von Stokö und erscheint vollständig gleich einem Kalkeisengranat von Arö.

Die Doppelbrechung des Granats von Gudsfred ist sehr energisch; wie schon früher von G. Klein in seiner ausgezeichneten Arbeit*) an zahlreichen Granatvorkommnissen beobachtet, sind die Erscheinungen der Doppelbrechung in wesentlichem Grade von der äusseren Umgrenzung abhängig.

a) Schnittfläche $\infty\infty\infty\infty$. In Dünnschliffen parallel $\infty\infty\infty\infty$ genau durch die Mitte der Krystalle, welche also quadratische Umgrenzung zeigen, sieht man gewöhnlich einen inneren, grösstentheils doppeltbrechenden Kern von

*) Nachricht. v. d. kgl. Gesellsch. d. Wissensch. z. Göttingen 1882, Nr. 16. Auch Neues Jahrb. f. Min. Ref. in dieser Zeitschr. 9, 96.

Granat mit einer Hülle von Kalkspath, welche wieder von einer äusseren Schale von Granat umgeben ist.

In Parallelstellung der Kanten mit den Nicolhauptschnitten (Taf. VI Fig. 4) ist der Granat durchgehends dunkel; nur selten ist der Kern theilweise doppeltbrechend.

In Diagonalstellung sind die vier Randfelder, ebenso wie der grösste Theil des inneren Kerns gleichmässig hell und leuchten mit gelblichweisser Farbe; ein inneres unregelmässiges Kreuz im Kern, ferner eine schmale, in der Regel unvollständig ausgebildete Zwischenzone innerhalb der äusseren Randzone, sowie endlich ganz schmale, von den Ecken durch die äussere Zone gehende Diagonallinien sind dabei dunkel und verhalten sich bei einer ganzen Umdrehung isotrop (Fig. 3).

b) Schnittfläche ungefähr parallel O . In derartigen Schnitten sind, wenn nur die äussere Randzone aus Granat besteht, wie dies gewöhnlich der Fall ist, nur diejenigen Felder, deren äussere Begrenzung parallel den Nicolhauptschnitten ist, dunkel, die übrigen hell; bei der Drehung erweisen sich die sechs Felder, welche in diesen Schnitten auftreten, gleichmässig doppeltbrechend (Fig. 4).

Wenn auch eine Zwischenzone und ein Kern von Granat vorhanden sind, verhalten sich einige Schnitte ganz besonders bemerkenswerth.

Fig. 6 stellt einen solchen Schnitt dar, welcher in ausgezeichneter Weise diese Abhängigkeit der Doppelbrechung von secundären Verhältnissen beweist. Man kann hier vier ungefähr gleich breite distincte Zonen unterscheiden: erstens eine innere Kernzone (a), dann eine äussere Kernzone (b), beide in gewöhnlichem Lichte nicht zu unterscheiden; dann eine Zwischenzone (c), (eigentlich in mehrere Zonen getheilt), welche auch in gewöhnlichem Lichte durch blässere Farben (fast farblos) sich unterscheidet, endlich die Randzone (d), welche in gewöhnlichem Lichte, wie der Kern, tiefer (bräunlich) gefärbt ist. Die Zwischenzone zeigt sich nun in ihren einzelnen zonaren Schalen regelmässig isotrop oder fast isotrop, also zwischen gekreuzten Nicols gleichmässig dunkel oder fast dunkel bei ganzer Umdrehung. Da diese Zwischenzone dieselbe ist, welche auch in Schliffen parallel $\infty O \infty$ isotrop sich verhält, muss diese Zone überhaupt isotrop oder fast isotrop sein.

Die Randzone und die äussere Kernzone verhalten sich nun wieder beide doppeltbrechend und sind wie gewöhnlich in sechs Felder getheilt, von welchen bei der Drehung abwechselnd zwei dunkel (die den Nicolhauptschnitten parallelen) und vier gleichmässig hell sind. Die Untersuchung mit dem Gypsblättchen zeigte, dass die Randzone und die äussere Kernzone sich absolut identisch verhalten. Der innerste Kern endlich ist doppeltbrechend mit ganz unregelmässiger Structur.

In anderen Fällen ist keine äussere Kernzone vorhanden, sondern die

Zwischenzone ist sehr vorherrschend ausgebildet; die Untersuchung in convergentem Lichte zeigt in diesem Falle, dass die fast isotrope Zwischenzone sich sehr schwach doppelbrechend optisch einaxig verhält. Der innere Kern erweist sich wieder stark doppelbrechend mit unregelmässiger Structur (Fig. 5).

Schnitte nach ∞O konnten nicht sicher identificirt werden.

Es zeigt nach dem Obenstehenden dieser Granat in sehr auffälliger Weise, dass derselbe aus abwechselnd stark doppelbrechenden und anders zusammengesetzten (anders gefärbten), isotropen oder fast isotropen Schichten aufgebaut ist. Vielleicht hat eben diese verschiedene Zusammensetzung der abwechselnden Zonen bei der Contraction der Krystalle während des Abkühlens nach ihrer Bildung auf die Ausbildung der Doppelbrechung wesentlichen Einfluss geübt. Dieses Vorkommen erinnert demnach an den von Klein (l. c.) beschriebenen grünen Granat von San Marco in Peru, welcher ebenso aus abwechselnden isotropen und doppelbrechenden Zonen aufgebaut ist.

Die Structur der Dünnschliffe zeigt, dass der Kalkspath, der Albit und der Granat gleichzeitig gebildet worden sind; dagegen ist das erwähnte dunkle Mineral (Yttergranat?) älter, weil es immer nur als innerer Kern der Granatskelette auftritt.

Da der Granat von Gudsfred eine so energische Doppelbrechung gezeigt hatte, wurden auch von dem genau entsprechenden Vorkommnisse von Stokö Dünnschliffe angefertigt; es erwies sich nun der Granat von Stokö in entsprechender Weise ebenso stark doppelbrechend. Da die Krystalle desselben grösser, 3—5 mm, und nicht mit fremden Mineralien derartig gemengt waren, konnten hier zwar leichter orientirte Dünnschliffe der freien Krystalle hergestellt werden; andererseits war aber das Material so spärlich vorhanden, dass auf eine genügende Anzahl Dünnschliffe verzichtet werden musste. Da die Erscheinungen der letzteren sehr nahe mit den unten beschriebenen des grünschwärzen Granats von Stokö übereinstimmen, so kann die genauere Beschreibung derselben hier unterlassen werden.

2. Schwarzgrüner Kalkthoneisengranat von Stokö.

1856 beschrieb D. Forbes (l. c.) ein Granatvorkommen von Stokö, welches eigenthümliche Verhältnisse darbietet; seine Beschreibung lautet:

»On breaking the pieces of brevicite containing such garnets, it will be seen, that the crystals of garnets are almost invariably arranged side by side, so as to form the outlines of certain regular figures. The contour line formed by the crystals of garnet being a hexagon, both the interior as well as exterior matrix is composed of a crystalline brevicite« (siehe Taf. VI Fig. 2, Copie nach Forbes).

Die Zusammensetzung dieses lauchgrünen, durchscheinenden Granats war nach den Analysen von Forbes (spec. Gew. 3,64):

SiO_2	34,90
Al_2O_3	8,97
Fe_2O_3	20,43
MnO	2,40
MgO	Spur
CaO	31,38
Na_2O und Verlust	4,87
	<hr/> 99,35

Unter den aus dem Reichsmuseum zur Untersuchung erhaltenen Granatvorkommnissen von unseren Gängen befand sich auch ein Stück dieses von Forbes beschriebenen Vorkommens. Es stimmt in allen Beziehungen mit seiner Beschreibung überein, ausgenommen, dass ich keine Regelmässigkeit in der gegenseitigen Orientirung der dicht gehäuften Granatkryställchen beobachten konnte. Auch die richtige Erklärung der eigenthümlichen Art des Vorkommens muss eine andere sein, als die von Forbes angenommene, welcher diese Bildungen als Krystallskelette von Granat, ähnlich den mehrmals bei Arendal und anderen Stellen beobachteten, also ähnlich den oben beschriebenen von Gudsfred, betrachtet. Dies kann einfach schon deshalb nicht der Fall sein, weil die dicht gedrängten Krystalle eben keine regelmässige Orientirung zeigen, also nicht krystallonomisch als ein einziges Individuum aufgefasst werden können.

Die nähere Untersuchung beweist, dass diese Granataggregationen gewöhnliche Umhüllungs-(und Ausfüllungs-)pseudomorphosen nach einem jetzt vollständig verschwundenen Minerale sein müssen; diese Behauptung soll im Folgenden näher begründet werden.

Taf. VI Fig. 8 stellt in natürlicher Grösse eine derartige Pseudomorphose dar; man sieht hier den Durchschnitt eines dünnen, aus Granat-Individuen bestehenden hexagonalen Hohlprismas, innen mit weissem Natrolith (*N*) ausgefüllt und aussen von demselben Mineral eingeschlossen; der Natrolith bildet ein drusiges Netzwerk viereckiger Prismen von einigen Millimetern Dicke. Man kann nun an dem gewählten Beispiele erkennen, dass der Natrolith innerhalb und ausserhalb des Granat-Hohlprismas von gleichzeitiger Bildung gewesen sein muss; denn nicht nur sieht derselbe überall vollständig ähnlich aus, sondern ein Krystall der Umgebung setzt auch innerhalb des Granat-Hohlprismas fort.

Fig. 7 zeigt zweimal vergrössert zwei andere derartige Granat-Hohlprismen derselben Stufe. Diese erweisen sich nicht mit Natrolith erfüllt, sondern ganz leer bis auf den Umstand, dass in dem einen ein Paar Natrolithkrystalle aufgewachsen sind; sie zeigen ferner ausser den prismatischen Flächen noch drei Endflächen, welche mit denen des Prisma je ca. 60°

Die Gestalt, für welche das Hohlprisma als Matrix erscheint, ist offenbar entweder ein hexagonales Prisma mit einem Rhomboëder von

ca. 60° Polkantenwinkel, oder ein Rhombendodekaëder, verlängert nach einer trigonalen Zwischenaxe, gewesen. Die inneren Wände der abformenden Krusten, welche die Hohlprismen bilden, sind einigermaßen glatt, obgleich jedoch die zahlreichen kleinen Granatkryställchen, welche dieselben zusammensetzen, deutlich mit ihren nach dem Hohlraume zugewendeten (ursprünglichen Anwachsungs-) Flächen nicht ganz parallel orientirt sind; die äusseren Wände der Hohlprismen sind infolge der unregelmässigen Orientirung der einzelnen Granatkryställchen, welche nach aussen von kleinen Flächen von ∞O begrenzt sind, ganz rauh.

Fassen wir nun die Resultate der oben dargestellten Beobachtungen zusammen, so ergibt sich offenbar, dass die Bildungsgeschichte dieses Granat-Natrolithvorkommens die folgende gewesen ist:

Die jetzigen leeren oder mit Natrolith ausgefüllten Hohlräume der Granat-Hohlprismen sind durch die vollständige Auflösung und Entfernung massiver Krystalle eines wahrscheinlich in (nach einer trigonalen Axe ausgezogenen) Rhombendodekaëdern krystallisirten Minerals entstanden; während diese auf Spaltenwänden herausragenden Krystalle noch vorhanden waren, wurden sie von dicht damit verwachsenden Granatkryställchen in abformenden Krusten bedeckt. Erst nach der Bildung dieser Umhüllungspseudomorphosen von Granat wurden die Krystalle des ursprünglichen Minerals aufgelöst, und hinterliessen die Hohlräume, welche nachträglich von Natrolith erfüllt wurden, indem gleichzeitig auch die Granatkrystalle von dem reichlich die ganze Gangspalte füllenden Natrolith bedeckt und eingebettet wurden. Die ganze Bildungsgeschichte ist somit die gewöhnliche der Umhüllungs- und Ausfüllungspseudomorphosen*). Was für ein Mineral hier ursprünglich vorhanden gewesen ist, dürfte kaum sicher entschieden werden können. Nach der Form der hinterlassenen Hohlräume, sowie auch nach der Zusammensetzung ihrer späteren Füllung durch Natrolith zu schliessen, dürfte es jedenfalls sehr wahrscheinlich sein, dass das ursprüngliche Mineral Sodalith gewesen ist. Diese Umhüllungs- und Ausfüllungspseudomorphosen von Granat und Natrolith nach Sodalith würden demnach einen anderen Umwandlungsvorgang des Sodalith, als die gewöhnliche auf diesen Gängen stattfindende pseudomorphe Umsetzung des Sodalith in Spreustein, darstellen.

Ich muss übrigens bemerken, dass ausser diesen Pseudomorphosen von Granat der letztere sich an dem betreffenden Vorkommen auch als dünne, plattenförmige Aggregate von Granatkrystallen in Natrolith findet, welche keine Umhüllungspseudomorphosen nach einem bestimmten Mineral sein können; diese Krusten sind bisweilen bis 40 cm lang und breit bei ca. $\frac{1}{4}$ cm Dicke. Dass auch diese Platten ursprünglich als Kruste auf einer jetzt entfernten Unterlage angewachsen waren, ergibt sich aus dem Umstande,

*) Siehe z. B. Naumann-Zirkel, *El. d. Min.* 1885, S. 130—131.

dass sie an der einen Seite ziemlich eben sind, während an der anderen die herausragenden Krystallecken der Rhombendodekaëder eine raue Fläche bilden: die einzelnen Krystalle sind hier grösser, ca. 2–5 mm. Jetzt sind auch diese Platten, die kreuz und quer liegen, vollständig in später gebildeten weissen Natrolith eingebettet. Die Verhältnisse dieses letzteren Vorkommens sind nach einer zweiten, dem Reichmuseum angehörigen, von Herrn R. S. Pajkull 1875 gelieferten Stufe von Stokö beschrieben. Wahrscheinlich müssen die Granatkrusten an Spaltenwänden, von welchen sie durch weitere neue Zerspaltung des Gesteins abgelöst wurden, angewachsen gewesen sein und sind dann nach ihrer Ablösung durch den schliesslich auf den Spalten reichlich abgesetzten Natrolith eingebettet worden.

Unter dem Mikroskope zeigt sich auch dieser lauchgrüne Granat ganz besonders energisch doppelbrechend.

a) Schnittfläche parallel $ooOoo$. Ein Dünnschliff eines ungefähr $\frac{1}{2}$ cm grossen Krystalles nach dieser Ebene, durch die Mitte desselben, zeigte die in Taf. VI Fig. 10 dargestellten Verhältnisse. Wenn die Tracen der senkrecht auf der Schnittebene stehenden Flächen von ooO parallel den Nicolhauptsechnitten eingestellt sind, zeigt sich in den peripherischen Theilen der Platte eine recht feine lamellare Streifung, deren einzelne Streifen zwischen gekreuzten Nicols nicht gleichzeitig auslöschen: sie gehören zwei Systemen an, welche nach entgegengesetzter Seite auslöschen, und zwar das eine System ca. 40° – 50° nach der einen, das andere System ebensoviel nach der anderen Seite der mit dem Fadenkreuz parallelen äusseren Begrenzungslinien der Platte. Die beiden Systeme greifen auf vielfache Weise unregelmässig fingerförmig etc. in einander ein und verhalten sich wie z. B. Zwillingslamellen eines asymmetrischen Feldspathes. Die mehr centralen Theile zeigen nicht so ausgesprochen diese lamellare Structur, sondern sind in grössere einheitliche, unregelmässig begrenzte Felder, die auch um 90° – 100° verschieden auslöschen, getheilt.

Die punktirten Felder haben offenbar eine diagonale Lage und sind — ebenso wie die grösseren Felder in Relation zu den bei der gewählten Stellung verticalen Rhombendodekaëderflächen zu bringen sind — ihrer Lage und Beschaffenheit nach gewiss auf geneigte dazwischentliegende Rhombendodekaëderflächen zu beziehen. Diese Felder zeigen eine eigenthümliche, verschwommen kreuzweis gestreifte oder marmorirte, an gewisse Mikrokline erinnernde Structur und bestehen theils aus wenigen, stark doppelbrechenden Streifen mit bläulichen Interferenzfarben, theils aus stärker doppelbrechenden Partien mit gelblichen Interferenzfarben: die ersteren stehen ungefähr in Diagonalstellung der Platte aus, die anderen dagegen in anderen Stellungen, welche von der Parallelstellung um 40° – 50° nach der einen oder anderen Seite abweichen: die letzteren gehören also den beiden rhombisch angeordneten Lamellensystemen an.

b) Schliffe parallel O . Ein Dünnschliff eines ca. 3 mm grossen Krystallbruchstückes, ungefähr durch die Mitte des Krystalles, zeigte folgende Verhältnisse (siehe Taf. VI Fig. 9): Der Dünnschliff erwies sich hauptsächlich in drei Felder getheilt, nach seiner Begrenzung durch drei Rhombendodekaëderflächen. Jedes dieser Felder zeigt zwischen gekreuzten Nicols zwei Lamellensysteme, welche theils regelmässig, wie die Zwillinglamellen eines Feldspathes, theils unregelmässig fingerförmig in einander greifend, ein marmorirtes Aussehen hervorrufen, das am nächsten an Mikroklin in basischen Schnitten erinnert. Die Auslöschungswinkel beider Systeme sind nicht symmetrisch zur Richtung der Streifen oder der Trace der Rhombendodekaëderflächen, nämlich für das eine System ca. $2\frac{1}{2}^\circ$, für das andere ca. 6° nach entgegengesetzter Seite in dem mittleren Felde, ca. 40° und $6\frac{1}{2}^\circ$ nach derselben Seite für das untere Feld in Fig. 9, und ca. 43° und 7° nach derselben Seite für das obere Feld rechts. Uebrigens sind die Auslöschungsrichtungen nicht sehr bestimmt, indem kleine Streifen hier und da unter ganz anderen Winkeln als die eben angeführten auslöschen. Das mittlere Feld ist auch von unregelmässigen Streifen von ganz abweichender Orientirung durchsetzt; bei näherer Betrachtung zeigen dieselben die Orientirung des oberen Feldes, richten sich aber nach der Fläche $\infty O'$ anstatt nach ∞O ; sie sehen aus wie Albitstreifen in Mikroklin.

c) Schliffe parallel einer Fläche von ∞O . Ein solcher Schliff wurde von einem grösseren Krystall ungefähr 4 mm innerhalb derjenigen Fläche von ∞O , nach welcher derselbe parallel geschliffen wurde, gefertigt; nennen wir die Schliffebene (110) , so zeigt der Schliff in der äusseren Begrenzung die Tracen von (104) , $(10\bar{1})$, (041) , $(04\bar{1})$ und ganz schmal von $(\bar{1}\bar{1}0)$ und $(\bar{1}10)$. Entsprechend dieser äusseren Begrenzung sind nach der Peripherie des Dünnschliffes hin vier grössere und zwei ganz kleine Randfelder zu unterscheiden, ausserdem aber innerhalb derselben ein grosses rhombisches Centralfeld (siehe Taf. VI Fig. 44).

Die ganz kleinen peripherischen Felder, welche nach den senkrecht auf die Schnittebene stehenden Flächen $(1\bar{1}0)$ und $(\bar{1}10)$ orientirt sind, zeigen sich fein zonar gestreift, mit mikroklinartigem Aussehen, indem zwei Lamellensysteme vorhanden sind, welche einigermassen symmetrisch zur Streifenrichtung mit Winkeln von ca. 6° (eigentlich $5\frac{1}{2}^\circ$ und $6\frac{1}{2}^\circ$) nach verschiedener Seite auslöschen. Auch die grossen Randfelder nach den 60° mit der Schnittebene bildenden Flächen (104) , $(10\bar{1})$, (041) und $(04\bar{1})$ zeigen sich ähnlich fein zonar gestreift mit je zwei Lamellensystemen, welche mit der kleinen Diagonale des Flächenrhombus Auslöschungswinkel von je ca. 44° und ca. 54° bilden; das eine System löscht also in jedem Felde ungefähr mit der entsprechenden äusseren Begrenzungslinie parallel aus, das andere bildet mit derselben einen Auslöschungswinkel von je ca. 40° . Uebrigens sind auch andere Werthe für die Schwingungsrichtungen be-

obachtet worden und theilweise löschen die dichten Streifen gar nicht vollständig aus; diese peripherischen Felder sind überhaupt beim ersten Anblick unter dem Mikroskop zwischen gekreuzten Nicols Querschliffen von Kaliglimmer recht ähnlich.

Das grosse Centraelfeld bietet zwischen gekreuzten Nicols ein sehr buntes Aussehen dar; es zeigt sich kreuz und quer gestreift, anscheinend aus nach vier Richtungen angeordneten Lamellen oder Fetzen zusammengesetzt; die eine Richtung entspricht der kurzen, die zweite der langen Diagonale des Flächenrhombus, die beiden anderen sind weniger bestimmt, theils parallel den längeren Begrenzungslinien, theils diese unter einem spitzen Winkel schneidend. In der That sind aber nur zwei Systeme innig durch einander gewachsener Theilchen vorhanden, denn die Auslöschungsrichtungen der bunten Streifensysteme sind nur zwei, und zwar symmetrisch zur kurzen Diagonale des Flächenrhombus, ungefähr 22° beiderseits mit denselben bildend.

Die Erscheinungen der hier beschriebenen Schiffe dieses Granatvorkommens sind am nächsten auf die von Klein aufgestellte sogenannte Topazolithstruktur zurückzuführen; was aber auffallen muss, ist, dass bei unseren Krystallen nicht, wie bei dem Topazolith von der Mussa-Alp, diese Structur mit einer in der äusseren Begrenzung entsprechenden Ausbildung eines Hexakisoktaeders in Verbindung gebracht werden kann; die oben beschriebenen Krystalle zeigen sich nämlich ausschliesslich von ∞O begrenzt und die Flächen sind glatt, nicht geknickt, was namentlich auch bei den für die Dünnschliffe verwendeten Krystallen ausdrücklich bemerkt wurde.

Es scheint durchaus unmöglich, die asymmetrische Auslöschung der einzelnen Lamellen direct auf eine besondere äussere Begrenzung, etwa von Achtundvierzigflächnern, zu beziehen; denn solche sind erstens nicht beobachtet und ferner sind die einzelnen Lamellenstreifen parallel und so innig in einander verflochten, dass eine derartige Erklärung schon aus diesem Grunde unmöglich scheint; auch während des Wachstums der inneren Theile der Krystalle scheint eine Ausbildung von Hexakisoktaedern nicht stattgefunden zu haben, wenigstens hat dieselbe keinerlei Spur hinterlassen. Da es nun auf der anderen Seite doch gar nicht zweifelhaft scheint, dass die Doppelbrechung an und für sich dem Granat nicht zukommt, wie nach meiner Ansicht Klein in seinen bewundernswerthen Untersuchungen hinreichend dargethan hat, und da auch in dem vorliegenden Falle offenbar die äussere Begrenzung die Feldertheilung bestimmt hat, so scheint mir die Annahme wahrscheinlich, dass hier, wie bei dem Leukophan (siehe unten), die Zusammenziehung der Krystalle während des Abkühlens nach ihrer Bildung auf die jetzige asymmetrische Anordnung der Auslöschungsrichtungen der einzelnen Lamellen in Bezug auf die äusseren Begrenzungselemente Einfluss geübt haben muss.

Erinnern wir uns nämlich, dass die Krystalle eine sehr hervortretende zonare Structur zeigen, und dass die verschiedenen Zonen abweichende Contraction, wegen verschiedener Zusammensetzung, erleiden mussten, bedenken wir ferner, dass die zonare Ablagerung nicht vollständig tadellos regelmässig folgen konnte und dass die Begrenzungsflächen der Krystalle natürlich niemals während ihrer Bildung alle denselben idealen Abstand von der Mitte des Krystalles besaßen, so scheint es mir ganz wahrscheinlich, dass wir in den durch diese Verhältnisse verursachten unregelmässig vertheilten Spannungen nach der Abkühlung im vorliegenden Falle die Erklärung der asymmetrischen Topazolithstructur zu suchen haben, und dass diese — im vorliegenden Falle — nicht in Relation zu einer Ausbildung von Hexakisoktaëderflächen zu bringen ist. Indem ich mich also in der Hauptsache der Klein'schen Auffassung vollständig anschliessen kann, welcher auch eben in der Contraction während des Abkühlens der bei höherer Temperatur gebildeten Krystalle die Erklärung der Doppelbrechung des Granats sucht, so glaube ich doch für die Erklärung der eben beschriebenen Erscheinungen des Granats von Stokö seine specielle Erklärung der Topazolithstructur nicht annehmen zu können.

3. Schwarzer (schwarzbrauner) Kalkeisengranat, sog. Yttergranat, von Stokö.

1854 beschrieb Bergemann in einem kleinen Aufsätze: »Ueber ein dem Granat ähnliches Mineral« in Pogg. Ann. (l. c.) eine Granatvarietät von Stokö, welche unter anderem auch ca. 3 % Titansäure und Zirkonerde enthalten sollte und auch in anderen Beziehungen bemerkenswerth wäre. Drei Jahre später in der Sitzung vom 13. Juli 1854 der niederrhein. Gesellsch. für Natur- und Heilkunde in Bonn (l. c.) wurde wieder ein merkwürdiges Granatmineral von Norwegen durch Bergemann erwähnt; dies letztere wäre durch einen Gehalt von 6,66 % Yttererde ausgezeichnet. Die beiden Analysen von 1854 (I) und 1854 (II) ergaben:

	I.	II.
SiO_2	33,36	34,94
Fe_2O_3	—	30,04
FeO	34,60	—
MnO	4,84	4,09
MgO	Spur	0,50
CaO	25,80	26,04
Yttereden	—	6,66
TiO_2 und ZrO_2	3,07	—
	98,64 *)	99,24

Obwohl Bergemann selbst nichts darüber angiebt, und obwohl seine beiden Analysen recht verschiedene Resultate lieferten, ist es doch nicht

*) In der Originalabhandlung ist die Summe fehlerhaft zu 99,32 angegeben.

zweifelhaft, dass dieselben an einem und demselben Mineral ausgeführt worden sind. Die übrigen Eigenschaften, sowie die ganze Beschreibung stimmen nämlich für beide Mineralien vollkommen überein: so wird für dieselben die Härte gleich der des Apatit, spec. Gew. = 3,88, Krystallform gleich der des Granat angegeben, die Unschmelzbarkeit und die leichte Löslichkeit in Säuren wird als Unterschied von anderen Granaten für beide hervorgehoben, ferner die äussere Aehnlichkeit mit dem Melanit von Frascati für beide erwähnt etc. Für den zuerst beschriebenen Granat wird das Vorkommen folgendermassen beschrieben: »Derselbe findet sich in einer grünen Feldspathmasse bei Brevik in Norwegen in Begleitung einer grossen Reihe von Fossilien. In kleineren Bruchstücken dieses Feldspathes fand sich ein dunkelblauer Flussspath, Eläolith, Titaneisen u. s. w. und namentlich Zirkon in grosser Menge«; für den später beschriebenen sogenannten »Yttergranat« wird zwar nur sein Vorkommen »in einem grünen Feldspath in Norwegen« erwähnt, doch habe ich in der Bonner Universitäts-Mineraliensammlung Handstücke aus der Collection Krantz gesehen, mit graulich-weissem Feldspath, braunrothem Eläolith, violblauem Flussspath, reichlich Zirkon und schwarzem Granat, mit der Etikette »Yttergranat« bezeichnet, welche Handstücke wahrscheinlich gleichzeitig mit Bergemann's Originalhandstücken (die jedenfalls auch von Krantz erhalten waren) von Krantz aus »Brevik« erworben worden sind.

Es ist nach dem Vorstehenden nicht zweifelhaft, dass der Yttergranat Bergemann's dasselbe Mineral, wie sein i. J. 1854 analysirter titanhaltiger Granat sein und ebenso wie dieser von Stokö stammen muss.

Das Vorkommen dieses schwarzen Yttergranates liegt in dem mehrmals (unter Helvin, Zirkon, Pyrochlor etc.) erwähnten Ausläufer des grossen Ganges von Stokö, welcher in der generellen Beschreibung der Gänge ausführlicher erwähnt ist. Eine Anzahl ausgezeichnete Handstücke, welche von Herrn G. Flink 1884 gesammelt wurden, zeigen den Yttergranat in z. Th. mehr als 5 cm grossen (gewöhnlich 1—3 cm) Krystallen von tief schwarzer Farbe, begrenzt von $\infty O, 202$ oder seltener von ∞O allein. In den mir vorliegenden Handstücken ist der Granat vergesellschaftet mit rothem Spreustein in ausgezeichneten Krystallen (Pseudomorphosen nach Sodalith), welche durch die Granatkrystalle hindurchragen, also früher ausgebildet sind, tiefrothem Eläolith, graulichweissem Feldspath, schwarzem Glimmer, violblauem Flussspath, Zirkon etc. etc. Der Granat ist früh ausgebildet, denn seine Krystalle stecken z. Th. im Feldspath; andererseits ragt der Feldspath mit Krystallflächen auch in den Granat hinein, so dass diese beiden Mineralien, sowie der Eläolith, ungefähr gleichzeitig gebildet sein müssen; älter sind Zirkon, Biotit, Aegirin, Spreustein (Sodalith) etc. Als jüngstes Mineral ist Analcim auskrystallisirt.

 Dünnschliffe zeigt sich dieser Granat vollständig isotrop, durch-

sichtig erst in recht dünnen Platten mit ziemlich tief brauner Farbe; sein Aussehen erinnert ganz an die in verschiedenen Nephelinsyeniten (Alnö etc.) vorkommenden Granate.

Die Zusammensetzung des Titangranats von Stokö wurde gefälligst von Herrn G. V. Pettersson festgestellt. Spec. Gew. 3,85.

$Si O_2$	34,54	0,525	} 0,569 = 2,99
$Ti O_2$	3,52	0,044	
$Fe_2 O_3$	26,68	0,167	} 0,200 = 4,05
$Mn_2 O_3$	2,15	0,043	
$Al_2 O_3$	2,04	0,049	
$Y_2 O_3$	0,38	0,004	
$Ca O$	30,78	0,549	} 0,574 = 3,00
$Mg O$	0,38	0,009	
$Na_2 O$	0,79	0,024	
$H_2 O$	0,43	0,026	
	<hr/> 98,63		

entsprechend: $Ca_3 Fe_2 (Si Ti)_3 O_{12}$.

Der Yttriumgehalt ist, wie man sieht, ganz unbedeutend, der Titangehalt aber recht beträchtlich*).

Diesem typischen Yttergranat von Stokö schliesst sich ferner noch ein zweites Vorkommen auf Arö (oder einer kleinen Insel bei Arö) an. Hier kam ebenso tief braunschwarzer Melanit, innig gemengt mit Albit und ein wenig Biotit und Zirkon vor, und zwar als eine mehrere Centimeter breite Zone eines kleinen Ganges; diese Mineralien bildeten ein vollkommen massiges, feinkörniges Gestein, in welchem nur ausnahmsweise der Granat auf kleinen Drusenbühlungen Krystallflächen ($\infty O, 202$) zeigte. Dünnschliffe desselben ergaben, das der Granat mit ziemlich tiefbrauner Farbe durchsichtig und vollständig isotrop ist.

Ausser den jetzt erwähnten Granatvorkommnissen habe ich noch von mehreren verschiedenen Localitäten auf Arö oder den kleinen Inseln bei Arö tief grünscharzen Granat, wahrscheinlich Kalkeisengranat, wie der oben beschriebene von Forbes analysirte, erhalten. Die wenigen losen Krystalle eines dieser Vorkommnisse zeigen wieder nur Flächen von ∞O .

Ein vorherrschend aus rothem Feldspath (mit titanhaltigem Magnet-eisen, Aegirin etc.) bestehender Gang am Strande bei dem südlichsten Hause der Insel Stokö zeigt ebenfalls grünscharzen Granat in Rhombendodekaëdern; der Granat sitzt hier auf Feldspath aufgewachsen und ist selbst von später gebildetem Analcim eingehüllt.

Von einem Gange in der Nähe stammt auch eine Stufe mit zwei Centi-

*) Vergl. G. A. König, »On schorlomite as a variety of melanite. Proc. of the Acad. of Nat. Sc. Philadelphia, 1887, S. 353. Diese Zeitschr. 13, 650.

meter grossen Granatkrystallen, deren Inneres von tief grünschwarzer Farbe, während eine äusserste Zone hell grünlichgrau, Grossular-ähnlich aussieht. Vielleicht bezieht sich auf derartige Vorkommnisse die Angabe Weibye's, welcher grünen Granat (Grossular) in kleinen, fast durchscheinenden Krystallen einzeln in Syenit eingewachsen als Seltenheit sowohl von Brevik als von Fredriksvärn (l. c.) erwähnt. Ich selbst habe echten Grossular niemals auf unseren Gängen angetroffen.

Zwei andere unbekannte Vorkommnisse von tief grünschwarzem Granat (∞O und $\infty O.202$) zeigen, dass diese Varietät des Granat — Kalkeisengranat — auf unseren Gängen in der Gegend von Stokö und Arö nicht allzu selten vertreten ist.

Präparate der aus den syenitpegmatitischen Gängen selbst herrührenden Granate zeigten, dass dieselben sich ausnahmslos optisch isotrop verhalten. Die zuerst erwähnten doppelthbrechenden Vorkommnisse sind nun sicher von abweichender Bildungsart, nicht wie die isotropen Granatvarietäten der Gänge selbst aus und in einem Magma krystallisiert, sondern aus Lösungen auf offenen Spalten abgesetzt.

Berücksichtigt man die Bildungsweise der bis jetzt bekannten, von Klein und Anderen (über Literatur s. Klein l. c.) beschriebenen stärker doppelthbrechenden Granatvorkommnisse, so scheint es, soviel mir bekannt, ausnahmslos der Fall zu sein, dass sie auf offenen Spalten oder bei der Contactmetamorphose oder in mit contactmetamorphosirten Gesteinen vergleichbaren, sogenannten Urkalksteinen etc. durch circulirende heisse Lösungen gebildet sind. Dagegen ist wohl kein einziges Beispiel dafür bekannt, dass ein aus einem Magma krystallisirter Granat doppelthbrechend ist; auch die allseitig begrenzten in regionalmetamorphischen Gesteinen gebildeten Granate sind, selbst wenn sie durch Pressung stark deformirt sind, durchaus isotrop.

Diese Verhältnisse scheinen bestimmt darauf zu deuten, dass in der ungleichmässigeren Art des Absetzens der Substanz (hervortretende Zonarstructur etc.) bei der erst erwähnten Bildungsweise, in Verbindung mit der verschiedenen Art des Abkühlens während der Krystallisation aus zugeführten Lösungen, — im Vergleich mit der gleichmässigeren Substanzzufuhr und dem ungestörteren Abkühlen in einem Magma oder in einem festen allseitig umgebenden Gestein (bei der Regionalmetamorphose), — wahrscheinlich auch die Ursachen der gewiss rein secundären Doppelbrechung zu suchen sind. Diese Berücksichtigung der verschiedenen Art des Vorkommens der stärker doppelthbrechenden und der isotropen Granate liefert deshalb offenbar eine weitere Stütze für die Richtigkeit der oben referirten, zuerst von Klein aufgestellten Erklärung der Doppelbrechung der Granate.

27. Helvin, Werner.

1854. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann. 98, 453.

Die zuerst bekannt gewordenen Krystalle dieses Minerals aus den Gängen des Augitsyenits sind von Rammelsberg, welcher dieselben von Krantz erhielt, als kleine gelbe Krystalle von spec. Gew. = 3,465 beschrieben und analysirt worden.

Diese kleinen schwefelgelben Krystalle, welche in den fünfziger Jahren gefunden wurden, habe ich in mehreren Sammlungen gesehen; sie zeigen entweder nur das eine (negative?) Tetraëder — $\frac{O}{2}$ vorherrschend mit

Abstumpfung an den Ecken von $\frac{O}{2}$ (Taf. V Fig. 4 u. 2), sind gewöhnlich nur 1—2 mm gross und kommen auf Stufen mit Aegirin, Zirkon, in kleinen hellgelblichen Krystallen (Pyramide *P* allein), Analcim etc. zusammen vor; wie gewöhnlich ist der Aegirin in diesen Stufen das erste, Analcim das zuletzt auskrystallisirte Mineral.

1884 erwarb ich für die Universität Christiania einen zollgrossen jedoch leider stark beschädigten Krystall, in Analcim eingewachsen, von den Aröschereen; auch dieser grosse Krystall war von schwefelgelber Farbe und zeigte nur das eine Tetraëder.


Im Jahre 1882 erhielt ich unter anderen Mineralien von der Insel Sigtesö auch ausgezeichnet schöne, tief gelbrothe bis bräunliche, durchscheinende bis durchsichtige Krystalle von Helvin, mit Aegirin, Feldspath und anderen Mineralien zusammen und ebenso wie die oben erwähnten gegen Analcim auskrystallisirt. Diese Krystalle waren prächtig glänzend, vollständig frisch und zeigten flächenreichere Combinationen von $\frac{O}{2} \cdot \frac{202}{2} \cdot \frac{\infty O}{2} \cdot \frac{O}{2}$, selten auch als ganz schmale Abstumpfungen: $\frac{304}{2}$

und $\frac{\infty O \infty}{2}$ oder: $\tau\{111\}$, $\tau\{112\}$, $\tau\{101\}$, $\tau\{1\bar{1}1\}$ und selten $\tau\{213\}$ und $\tau\{001\}$. Von diesen Formen, welche alle durch Zonen bestimmt werden konnten, herrschen (s. Taf. V Fig. 7 u. 8, Taf. IV Fig. 4) die positiven $\tau\{111\}$ und $\tau\{211\}$ vor, die andern sind untergeordnet und $\tau\{321\}$ immer nur mit vereinzelt Flächen. Alle Flächen sind gleich gut, vorzüglich glänzend und erlauben deshalb sehr genaue Messungen, welche vollständig den Forderungen des regulären Systems genügen. Die Krystalle sind gewöhnlich nur an einer oder zwei Ecken ausgebildet und so spröde, dass man sie nie

unbeschädigt freilegen kann. Die Grösse derselben ist gewöhnlich nur ein paar Millimeter bis selten 4 cm. Im Ganzen wurden nur wenige Krystalle dieses schönen Vorkommens gefunden.

1884 erwarb ich für das mineralogische Institut der Hochschule Stockholm eine Reihe von Stufen mit hell schwefelgelbem Helvin in kleineren und grösseren (bis mehrere Centimeter grossen) Krystallen, welche ganz wie die oben erwähnten Vorkommnisse des schwefelgelben Helvins vorherrschend tetraëdrische Ausbildung aufweisen; sie zeigen nämlich entweder $\tau\{1\bar{1}1\}$ (?) allein, oder $\tau\{1\bar{1}1\}$ mit ganz untergeordneten Flächen von $\tau\{111\}$ (matt) oder $\{110\}$ (Taf. V Fig. 4, 2, 3 u. 4). Diese von G. Flink gesammelten Handstücke stammen aus dem in der allgemeinen Beschreibung der Gänge genauer erwähnten Ausläufer des grossen Ganges der Südspitze von Stokö, hoch oben am Felsen; sie zeigen ausser den gewöhnlichen Feldspäthen, rothem Eläolith, Spreustein, schwarzem Glimmer etc., Zirkon in den unter diesem Mineral beschriebenen Krystallen in erstaunlicher Masse, Eukolit-Titanit, Pyrochlor, schwarzen Granat (s. oben), schwefelgelben Helvin, violblauen Flussspath (reichlich), Magneteisen, Molybdänglanz etc., ferner Zeolithe wie Analcim, Natrolith als jüngste Bildung. Der Helvin sitzt gewöhnlich auf den Feldspathkrystallen aufgewachsen und ist gegen den Analcim gut ausgebildet; dass jedoch auch der Helvin gebildet wurde, während noch die Feldspathbildung weiter fortging, zeigt eine Stufe, in welcher der Helvin theils auf Feldspath aufgewachsen ist, theils auch in einen Feldspathkrystall mit einer Ecke eindringt; es ist bemerkenswerth, dass die Helvinkrystalle von Flussspath in reichlicher Menge begleitet sind.

1887 erwarb ich von einem Vorkommen auf der Insel Ober-Arö (in der Nähe des Eudidymitvorkommens) einige Stufen mit zahlreichen, ganz netten kleinen Krystallen von braunem Helvin. Die nur 2—3 mm grossen Krystalle zeigen ausschliesslich das eine (negative?) Tetraëder ohne Spur von anderen Flächen; sie sitzen aufgewachsen auf Aegirin und anderen älteren Gangmineralien auf kleinen Spalten und sind selbst zum Theil von hübschen Krystallen von durchsichtigem Natrolith in der gewöhnlichen Form bedeckt (Taf. V Fig. 4).

Hübsche Krystalle von tiefbraunem Helvin brachte mir 1887 Herr C. Morton von einem anderen Vorkommen der Insel Ober-Arö; die ungefähr 3—5 mm grossen Krystalle zeigen die Formen $\tau\{1\bar{1}1\}$, $\tau\{211\}$, $\tau\{111\}$ und als äusserst schmale Abstumpfungen $\{110\}$ und bisweilen $\{100\}$. Diese Krystalle haben also wieder einen vollkommen hemiëdrischen Typus. Da an einigen derselben dasjenige Tetraëder, welches in dem Oktanten liegt, wo kein Trigondodekaëder vorkommt, oft stark vorherrscht, ist es nicht un-

scheinlich, dass das an anderen Vorkommnissen allein herrschende Tetraëder vielleicht demselben entspricht und also bei der gewählten Stel-

lung als negatives Tetraëder $\tau\{1\bar{1}1\}$ zu bezeichnen wäre (s. Taf. V Fig. 3, 5 u. 6).

Aus einem anderen Vorkommen, auf der Insel Sigtesö, habe ich ferner ganz ähnlich tief braun gefärbte, halb durchsichtige Helvine in isolirten Krystallen von etwas abweichender Ausbildung erhalten. Dieselben zeigen nämlich in ihren Combinationen meistens ganz vorherrschend die Flächen des Rhombendodekaëders, mit untergeordneten Flächen von $\tau\{211\}$ und bisweilen von $\tau\{111\}$. Diese Krystalle sind zum Theil sehr unregelmässig ausgebildet; so zeigt z. B. der Taf. IV Fig. 8 abgezeichnete Krystall eine stark ausgebildete Zone der Flächen (110) , (101) , $(0\bar{1}1)$, $(\bar{1}\bar{1}0)$, daneben zwei grosse Flächen (112) , $(\bar{1}\bar{1}2)$ des Ikositetraëders $\{211\}$, dessen übrige Flächen fehlen; endlich eine Fläche (011) ; dieser Krystall ist also prismatisch ausgezogen nach einer trigonalen Zwischenaxe.

Ein zweiter Krystall zeigt acht Flächen des Rhombendodekaëders sehr regelmässig ausgebildet, mit äusserst kleiner Abstumpfung an den abwechselnden trigonalen Ecken durch das positive (?) Tetraëder $\tau\{111\}$ (Taf. IV Fig. 6). Eine kleine Stufe, welche angeblich von Stoksund stammt, die aber dem braunen Helvin von Sigtesö ganz ähnlich aussieht und wie dieser von Natrolith, Analcim etc. begleitet ist, zeigt nur das Rhombendodekaëder allein (Taf. IV Fig. 7).

Abweichend von diesen vorherrschend dodekaëdrisch ausgebildeten Krystallen finden sich an dem Vorkommen von Sigtesö auch solche von braunem Helvin mit tetraëdrischer Ausbildung, und zwar mit vorherrschender $\tau\{211\}$; ein solcher Krystall zeigt die Combination: $(112).(211).(121).(111)$, ferner senkrecht auf diese letztere Fläche die Flächen $(2\bar{1}\bar{1})$, $(\bar{1}\bar{1}2)$; endlich (011) , (101) , beide ganz klein; das vorherrschende Auftreten des Trigondodekaëders $\tau\{211\}$ bei diesem Krystall erinnert an den Helvin von Lupiko.

Ein ca. 8 mm grosser, sehr hübsch ausgebildeter Krystall, angeblich von Arö oder Stokö, von sehr hell gelblichweisser Farbe, zeigte vorherrschend das Rhombendodekaëder mit den acht Flächen (101) , (011) , $(\bar{1}01)$, $(0\bar{1}1)$, (110) , $(\bar{1}10)$, $(\bar{1}\bar{1}0)$, $(1\bar{1}0)$, an den trigonalen Ecken abgestumpft von ganz kleinen glatten Flächen (111) und $(\bar{1}\bar{1}1)$, von den grösseren matten Flächen $(1\bar{1}1)$ und $(\bar{1}11)$, endlich von ganz schmalen Flächen des positiven Trigondodekaëders $(112).(211).(121)$ und $(\bar{1}\bar{1}2).(\bar{1}\bar{2}1).(\bar{2}\bar{1}1)$, welches die hemiëdrische Ausbildung scharf hervorhebt (Taf. IV Fig. 4; ein zweiter ähnlicher Krystall Taf. IV Fig. 5; umgekehrt Taf. IV Fig. 3 mit grösserem positivem Tetraëder).

Die Formen $\{110\}$, $\{100\}$, $\tau\{321\}$, welche an den oben beschriebenen norwegischen Helvinen beobachtet wurden, sind, soviel mir bekannt, für dies Mineral neu. Was dabei namentlich von Interesse, ist das starke Vorherrschen des Rhombendodekaëders einiger Vorkommnisse, welches die

folge sind jetzt nämlich fast durchgehends in gewöhnlich röthlich gefärbten »Spreustein« umgewandelt. Die zahlreichen Spreusteinvorkommnisse, welche nachweislich nur umgewandelter Sodalith sind, zeigen, dass der Sodalith hier zum Theil früher, zum Theil gleichzeitig mit dem Feldspath gebildet wurde. So zeigt z. B. ein ausgezeichnetes Stück von Lövö zahlreiche, 4—2 cm dicke und mehr als 10 cm lange, nach einer trigonalen Zwischenaxe verlängerte Rhombendodekaëder, welche durch die grossen Individuen des grauweissen Natronfeldspaths hindurchragen. Die Krystalle sind jedoch zum Theil deutlich in ihrer Krystallisation von der umgebenden Masse gehindert worden, denn die Krystallflächen sind rauh, zum Theil mit unregelmässigen Eindrücken nach anschliessenden Feldspathtafeln versehen und mehrmals nach dem Ende hin spitz verjüngt (s. Taf. XIII Fig. 8), kurz: die Beschaffenheit der Krystalle zeugt davon, dass sie ungefähr gleichzeitig mit dem umgebenden Feldspath gebildet wurden, was ferner auch noch dadurch bestätigt wird, dass in anderen Stücken die Zwischenräume der dicken Feldspathtafeln von später ausgeschiedenem, in Spreustein umgewandeltem Sodalith erfüllt sind. Ebenso verhalten sich die Krystalle zum Aegirin; ein Stück von Låven zeigt einen etwa 3 cm langen, $1\frac{1}{4}$ cm dicken Spreusteinkrystall, welcher in einem grossen Aegirinkrystall steckt, also früher gebildet war, während eine andere Stufe ebendaher das umgekehrte Verhältniss erkennen lässt. Ebenso ist die Altersrelation zum Eläolith; eine Stufe zeigt einen Eläolithkrystall, welcher einen Spreusteinkrystall (aus Sodalith gebildet) durchsetzt, eine andere das umgekehrte Verhältniss, obwohl das letztere hier selten scheint. Ganz analog ist endlich z. B. auch die Altersbeziehung zwischen den aus Sodalith gebildeten hübschen Spreusteinkrystallen von dem Helvin-führenden Gange auf Stokö und dem hier auftretenden Titangranat; die rothen Spreusteinkrystalle stecken theils in den Granatkrystallen, theils ragt der Granat mit einer wohlausgebildeten Krystallecke in eine Spreusteinmasse hinein, oder beide Mineralien haben einander gegenseitig in ihrer Krystallisation gehindert. Diese Beispiele genügen, um zu zeigen, dass die aus Sodalith gebildeten, von dem Rhombendodekaëder begrenzten Spreusteinkrystalle in einer älteren Epoche der Gangbildung als Sodalith auskrystallisirten. Es wird dies noch weiter dadurch bewiesen, dass an mehreren Stufen von Låven die Spreusteinkrystalle gegen Leukophan gut begrenzt sind, während das umgekehrte Verhältniss nicht beobachtet wurde; der Leukophan gehört überhaupt einer späteren Phase der Gangbildung an. Unten soll näher nachgewiesen werden, dass die Umwandlung des Sodalith in Spreustein wahrscheinlich etwas nach der Leukophanbildung anfang.

Diese umgewandelten Sodalithkrystalle, welche gewöhnlich ziegelroth bis röthlichweiss, seltener rein weiss sind, zeigen fast durchgehends nur das Rhombendodekaëder $(440)\infty O$, theils mit regelmässiger Flächenentwicklung,

theils in pseudorhomboëdrischer Ausbildung (Taf. X Fig. 6) durch Verlängerung nach einer trigonalen Zwischenaxe. Sehr selten scheinen Zwillinge zu sein ähnlich dem von C. Klein beschriebenen Exemplar von Låven, ein Durchkreuzungszwilling mit der Normalen zu (111) als Zwillingssaxe, sowie mit Flächen von $\{110\}\infty O$, $\{111\}O$ und $\{111\}4O4$; jedenfalls habe ich unter den mir vorliegenden sehr zahlreichen Exemplaren keinen einzigen Zwilling angetroffen. Dass auch der von Klein beschriebene Krystall jedenfalls zum wesentlichen Theil aus zersetztem, in Spreustein umgewandeltem Sodalith bestand, geht aus seiner Beschreibung hervor. Gewöhnlich pflegt keine Spur der ursprünglichen Sodalithsubstanz mehr übrig zu sein.

Man findet jedoch bisweilen, z. B. auf Låven, derbe, gewöhnlich blau oder grau gefärbte, mit frischem Eläolith etc. zusammen vorkommende Massen, welche durch ihre lamellare Spaltung zeigen, dass sie aus grösseren Individuen bestehen, und welche ebenfalls einer älteren Phase der Gangbildung angehörig zu sein scheinen; dieselben sind nicht idiomorph begrenzt und scheinen deshalb jedenfalls später als die gut begrenzten in Spreustein umgewandelten Krystalle gebildet.

Bei weitem der grösste Theil des Sodalith der älteren Phase der Gangbildung ist aber in Spreustein umgewandelt, und der Sodalith ist eben dasjenige Mineral, welches weitaus vorherrschend das Muttermineral der Spreusteinpseudomorphosen gewesen ist; im Verhältniss zu den zahlreichen aus Sodalith gebildeten Spreusteinvorkommnissen ist die Spreusteinbildung aus Cancrinit (und zum Theil aus Eläolith?) nur als wenig verbreitet und untergeordnet anzusehen.

Wenn wir uns also jetzt eine Vorstellung über die ursprüngliche Bedeutung des Sodalith als Bestandtheil unserer Gänge machen wollen, so müssen wir die Spreusteinvorkommnisse und nicht die jetzigen Sodalithvorkommnisse zu Grunde legen. Wenn wir dies vor Augen halten, so ergibt sich, dass auf vielen Gängen der Inseln des Langesundfjords (Südspitze von Stokö, Låven zum Theil, Lövä, Sigtesö etc. etc.) der Sodalith einmal ein Hauptbestandtheil gewesen ist, und ferner, dass er auch auf den Gängen bei Fredriksvärn und Laurvik keineswegs fehlte, obwohl er hier mehr untergeordnet vorgekommen ist. Das grosse Spreusteinvorkommen auf Lövä zeigt, dass der Sodalith hier nebst dem Feldspath die Hauptmasse des Ganges ausgemacht haben muss.

Die Umwandlung des Sodalith in Spreustein wird unten (s. Spreustein) näher beschrieben werden.

2. An vielen, ja vielleicht den meisten Sodalithvorkommnissen unserer Gänge, welche noch den Sodalith erhalten zeigen, ist derselbe ein in einer späteren Phase der Gangbildung durch Umwandlung des Eläoliths gebildetes Mineral; die bei dieser Umwandlung stattgefundenen Umsetzungen werden unten (s. Eläolith) erwähnt. Der auf diese Weise gebildete Sodalith

ist eigentlich nur durch chemische Untersuchung sicher zu bestimmen; derselbe ist nämlich in der Regel makroskopisch dicht, und auch mikroskopisch so feinkörnig, ja dicht, dass die Spaltbarkeit des Sodalith gar nicht mehr hervortritt, selbst nicht im Dünnschliffe. Er zeigt ferner öfters eine deutliche concentrische Structur und erhält dadurch ein chalcedonartiges Aussehen. Derartige chalcedonähnliche, hauptsächlich aus Sodalith bestehende Zersetzungsproducte des Eläolith haben früher verschiedene Namen erhalten oder sind mit anderen Mineralien verwechselt worden.

So nannte Weibye (Karsten u. v. Dechen's Arch. l. c. S. 532) ein von Esmark auf Låven entdecktes Mineral, welches »schön blau ins Graue und Grüne, undurchsichtig, muschelrig mit einer fast ebenen Bruchfläche, matt, etwa von der Härte des Feldspaths« wäre, und »in nierenförmigen und knolligen Partien« vorkommen sollte, Glaukolith; es war dasselbe Vorkommen, welches später von v. Bore (l. c.) analysirt wurde, wodurch die Sodalithzusammensetzung gefunden wurde (s. unten).

Eine ausführlichere Beschreibung dieser aus Eläolith gebildeten chalcedonähnlichen Umwandlungsproducte gab Weibye (Neues Jahrb. l. c. S. 770), ohne ihre Zusammensetzung zu kennen (s. auch Eläolith).

Ein schönes Vorkommen von Klein-Årø, welches ich selbst 1884 entdeckte, zeigte vorzüglich, wie der chalcedonähnliche, concentrisch schalige, tief himmelblaue, dichte Sodalith auf Kosten des Eläolith gebildet ist: dies Vorkommen wurde in dem Laboratorium der Universität Stockholm bei Professor O. Pettersson gütigst von Herrn H. Bäckström (III) für die vorliegende Arbeit analysirt (siehe unten).

Vielleicht gehört hierher auch ein von Bergemann (l. c.) analysirtes Vorkommen von derbem, »in grösseren krystallinischen Ausscheidungen auftretendem, hellgrünlich gefärbtem Sodalith von Lamö (= Låven).

Die oben erwähnten Analysen sind im Folgenden zusammengestellt.

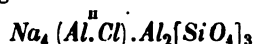
	I. v. Bore (Glaukolith):	II. C. Bergemann:	III. Bäckström:
SiO_2	38,86*	46,03	38,12
Cl	(nicht bestimmt)	7,41	5,65
Al_2O_3	30,82	23,97	30,35
CaO	1,24	Spuren	0,44
MgO	0,44	—	—
Na_2O	22,03	21,48	24,77
K_2O	0,51	—	1,14
P_2O_5	—	0,86	—
Glühverlust	—	—	2,28
			102,75
			— 1,28 0
			104,47

* Spuren von Zinn, Mangan, Wolframsäure, Molybdänsäure.

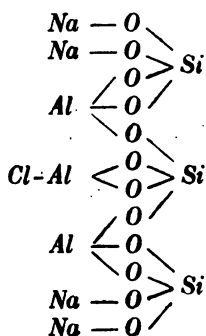
Was die Analyse Bergmann's betrifft, so stimmt dieselbe, wie man sieht, nicht mit der Sodalithzusammensetzung; da die Summe der Kieselsäure und der Thonerde gleich ist der in den gewöhnlichen Sodalithanalysen, dürfte hier gewiss, wie Rammelsberg meint (Handb. d. Mineralchemie, 1875, II, S. 453), ein Versehen vorliegen.

Was die Analyse Bäckström's betrifft, so ist zu bemerken, dass der Glühverlust bestimmt wurde, ehe der Chlorgehalt des Minerals bekannt war; als dieser beobachtet und bestimmt worden war, fehlte es an Material, um den Wassergehalt für sich zu bestimmen; im Glühverluste ist nämlich gewiss mit dem Wasser ein Theil des Chlors entwichen, weshalb die Gesamtsumme der Analyse zu hoch ausfällt. Die mikroskopische Untersuchung zeigte nämlich, dass der Sodalith nicht vollkommen rein, sondern von ein klein wenig Analcim verunreinigt war, welcher nicht getrennt werden konnte. Keine der Analysen ist aber mit so reinem Material ausgeführt, dass sie als Unterlage für eine genaue Feststellung der Formel des Sodalith dienen könnte; die mikroskopische Untersuchung zeigte nämlich, dass sämtliche Vorkommnisse unserer Gänge durch so zahlreiche Interpositionen verunreinigt sind, dass sie die Resultate der Analysen stören müssen.

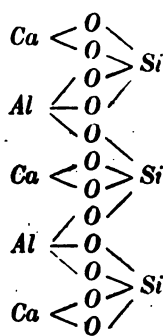
Trotzdem halte ich es nicht für überflüssig, darauf aufmerksam zu machen, dass die Analyse Bäckström's, sowie mehrere andere Sodalithanalysen, sehr nahe auf eine recht einfache Formel führen, welche vielleicht auch aus anderen Gründen, als die analytische Uebereinstimmung, beachtet zu werden verdient. Unter der Annahme, dass das Chlor an Aluminium, als eine zweiwerthige Gruppe ($Al-Cl$), gebunden ist, und dass $Al:Na:Cl:Si$ sich wie 3:4:4:3 verhalten, erhält man für den Sodalith die einfache Zusammensetzung:



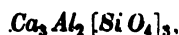
entsprechend einem Orthosilicate:



Granat:



Wie man sieht, entspricht diese Formel gewissermassen der Granatformel



welche deshalb nebenbei zum Vergleiche angeführt ist; nur wäre ein zweiwerthiges \bar{R} durch eine zweiwerthige Gruppe ($Cl-Al$) ersetzt. Erinnet man sich nun, wie vorherrschend sowohl bei dem Sodalith (und den Mineralien der Sodalithgruppe überhaupt), als bei dem Granat das Rhombendodekaëder ist, und dass bei dem Sodalith eine oft recht vollkommene, beim Granat bisweilen eine deutliche Spaltbarkeit*) nach dieser Form auftritt, so scheint mir diese vollkommene Homöomorphie entschieden die eben angeführte Deutung der Zusammensetzung des Sodalith, auf welche mich Herr H. Bäckström aufmerksam machte, zu stützen.

Diese Formel fordert

SiO_2	37,45
Al_2O_3	34,58
Na_2O	25,59
Cl	7,33
	<hr/> 104,65

welche Zusammensetzung z. B. mit Lorenzen's Analyse des grönländischen Sodalith und mehreren älteren Analysen hinreichend gut übereinstimmt; dass der Chlorgehalt nicht in allen Sodalithen gleich gross ist, dürfte davon herrühren, dass entweder die zweiwerthige Gruppe ($Cl-Al$) theilweise durch z. B. Ca , oder dass Cl durch (OH) ersetzt ist**).

Gelegentlich der oben angenommenen Sodalithformel forderte ich Herrn Bäckström dazu auf, durch Berechnung der vorliegenden Nosean- und Hatynanalysen zu prüfen, wie eine mit jener analoge Formel dieser Mineralien sich gestalten würde. Herr Bäckström hat mir dann folgende Bemerkungen zugestellt.

»Eine rationelle Formel des Sodalith fordert nothwendig, dass auch die Constitution der nahe verwandten Mineralien Nosean und Hatyn durch analoge Formeln erklärt werden können; im vorliegenden Falle müsste also in der zweiwerthigen Gruppe ($Cl-Al$) das Cl von einem entsprechenden einwerthigen, schwefelsäurehaltigen Radical ersetzt werden. Dies Radical kann nicht als $-O-SO_2-O-$, mit zwei Molekülen des Silicates vereinigt, aufgefasst werden; eine derartige Formel würde nämlich im Vergleich mit dem beobachteten Schwefelsäuregehalt zu wenig Schwefelsäure fordern. Dagegen weisen die Analysen auf die Anwesenheit eines Radicals $Na-O-SO_2-O-$, als vollständig oder zum grössten Theile das Cl der Sodalithformel ersetzend, hin.

Nur wenige Analysen zeigen indessen einen so grossen Schwefelsäuregehalt, wie durch eine derartige Erklärung gefordert wird; dies dürfte wahr-

*) Siehe A. Des Cloizeaux, *Man. d. Min.* 1, 269: »Quelques variétés offrent un clivage difficile suivant d^{14} .

**) Vergl. P. Groth, *Tabell. Uebers.* 2. Ausg. S. 101.

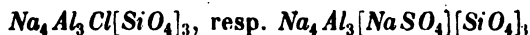
scheinlich aus derselben Ursache herrühren, welche den oft etwas zu niedrigen *Cl*-Gehalt beim Sodalith erklärt, nämlich aus der Neigung des Aluminiums, basische Salze zu bilden. Analysen an genügend frischem und reinem Material, wobei besonders der Gehalt an H_2O und *Cl* berücksichtigt werden müsste, sind nothwendig, um diese Frage zu entscheiden; die bisher vorliegenden Analysen von Nosean und Hatlyn erfüllen kaum diese Bedingungen, da diese Mineralien sich nur schwierig in frischem und vollkommen reinem (von Interpositionen freiem) Zustande erhalten lassen.«

»Nachdem das Obenstehende schon geschrieben war, wurde ich auf die von Clarke aufgestellten Formeln für Sodalith und Nosean aufmerksam gemacht. Clarke hat in Uebereinstimmung mit mir sowohl *Cl* als das schwefelsäurehaltige Radical als an Aluminium gebunden, ebenso dasselbe schwefelsäurehaltige Radical $NaSO_4$ als das *Cl* ersetzend angenommen; dagegen unterscheiden sich in anderen Beziehungen die Formeln nicht unbedeutend.«

»Clarke betrachtet nämlich als typisch die Formel:



während ich die Formeln



vorgeschlagen habe.«

»Gegen die von Clarke angenommenen Formeln können aber ziemlich schwerwiegende Einwendungen gemacht werden. Seine Sodalithformel fordert nur 5,67% *Cl*; der Umstand, dass einige Sodalithe weniger *Cl* führen, lässt sich natürlich sowohl nach Clarke's als nach meiner Formel dadurch erklären, dass *Cl* theilweise (primär oder secundär) durch *OH* ersetzt sein könne. Es giebt aber viele Sodalithe (unter den zwölf von Rammelsberg angeführten Sodalithanalysen sogar acht, also $\frac{2}{3}$), welche mehr *Cl*, als die Clarke'sche Formel erfordert, enthalten. Dies hat Clarke, nach dem Vorgange von Bamberger, dadurch zu erklären versucht, dass etwas SiO_2 beim Ausfällen des $AgCl$ für die Chlorbestimmung mitgerissen werde. Da aber der auf diese Weise entstandene Fehler in manchen Analysen mehr als $\frac{1}{4}$ des ganzen Chlorgehaltes betragen müsste, scheint diese Erklärung wenig wahrscheinlich; Clarke fand auch selbst trotz aller Vorsichtsmassregeln über 4% mehr *Cl*, als seine Formel fordert, weshalb er für diesen Sodalith auch eine besondere Formel aufstellte, ein Verfahren, welches jedoch ziemlich unberechtigt scheint.«

»Wenden wir uns zum Nosean und Hatlyn, so finden wir wieder dasselbe Verhältniss; von den 24 von Rammelsberg in seiner Mineralchemie angeführten Analysen enthalten 10 oder ungefähr die Hälfte mehr SO_3 , als die typische Clarke'sche Formel, welche 44,25 SO_3 fordert, erklären kann,

was noch bedenklicher scheint, da die Möglichkeit bei der Schwefelsäurebestimmung zu viel zu finden sehr gering ist.*

Ich meine mit dem Obenstehenden bewiesen zu haben, dass die von mir vorgeschlagenen Formeln auch vom chemischen Gesichtspunkte aus wahrscheinlicher sind, als die von Clarke angenommenen Formeln der Sodalith-Nosean-Mineralien. — — —

Ich kann mich mit dieser von Bäckström näher geprüften Auffassung nur ganz einverstanden erklären. Auch empfehlen sich die von Bäckström vorgeschlagenen Formeln, ausser aus den oben erwähnten chemischen und kristallographischen Gründen, auch noch durch die Einfachheit, womit sich die gewöhnlichen Umsetzungen der Mineralien der Sodalithreihe und ihrer Verwandten bei dieser Auffassung veranschaulichen lassen.

So lässt sich die sehr gewöhnliche Umwandlung des Nephelin in Sodalith dadurch sehr einfach erklären; nehmen wir für die Hauptverbindung des Nephelin anstatt der gewöhnlich angenommenen einfachen Formel $Na Al[SiO_4]$ oder $Na_3 Al_2[SiO_4]_2$ (die meisten Nepheline sind zwar weniger einfach zusammengesetzt, was aber die generelle Auffassung nicht zu beeinflussen braucht, da sicher Nepheline von der genannten Zusammensetzung von Düller künstlich dargestellt sind) die mit der oben angenommenen Sodalithformel conforme Formel:



an, so sehen wir, dass für die Bildung des Sodalith aus dem am einfachsten zusammengesetzten Nephelin*) nur die Aufnahme von $Na Cl$ nothwendig gewesen wäre. Durch Lemberg's Versuche (s. unter Eläolith) ist nun aber auch experimentell nachgewiesen, dass der Eläolith mit Kochsalzlösung durch längere Zeit behandelt in Sodalith umgewandelt wird.

Was die Bildung von Hydronephelit aus Nephelin (die gewöhnliche Umwandlung des Nephelin in mit Natrolith etc. gemengtem Hydronephelitspreustein auf unseren Gängen) betrifft, würde sich diese ebenso einfach allein durch Aufnahme von drei Molekülen Krystallwasser unter Austauschen von ein Na durch H erklären lassen:



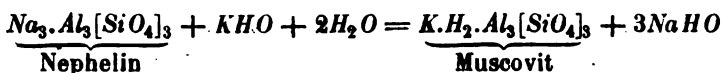
Dies scheint vielleicht die oben angeführte Auffassung der Nephelinzusammensetzung zu stützen.

*) Es verdient in dieser Verbindung auch bemerkt zu werden, dass wenn man, wie gewöhnlich, annehmen will, dass in die Zusammensetzung des Nephelin auch das Sil-

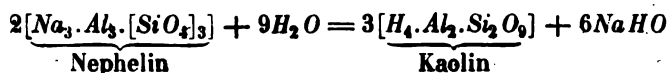
^{xxiv}cat ($K_2 Al_3 Si_3$) O_{12} eingeht, dies jedenfalls nähere Analogien mit einem Silicat ($Na_3 Al_3 Si_3$) O_{12} , ^{xxiv}als mit einem Silicat $Na_2 Al_2 Si_2 O_8$ darzubieten scheint.

Bei der Umwandlung des Nephelin pflegt sich ferner in der Regel auch etwas Thomsonit zu bilden. Ich fasse die Zusammensetzung des Thomsonit auf als, mit dem Hydronephelit analog, bestehend aus: $Ca.\overset{1}{R}.Al_3[SiO_4]_3 + 3H_2O$ (wo $\overset{1}{R} = Na, H$ in verschiedenen Verhältnissen)*). Es ist leicht einzusehen, dass die Umsetzung des Nephelin in Thomsonit durch Auslaugung mittels Ca -haltiger Lösungen sich auf analoge Weise, wie die Umwandlung in Hydronephelit, veranschaulichen lässt.

Die gewöhnliche Umwandlung des Nephelin in Kaliglimmer lässt sich ebenfalls durch diese Auffassung des Nephelinmoleküls empirisch sehr einfach veranschaulichen:



Endlich darf auch an die Umwandlung des Nephelin in Kaolin (Steinmark) erinnert werden; auch diese lässt sich bei der oben angenommenen Auffassung des Nephelinmoleküls sehr einfach veranschaulichen:



Die nahe Verwandtschaft des Nephelin mit dem Cancrinit und dem Mikrosomit, in welchen ähnlich wie in Sodalith und Nosean auch Cl und ein Schwefelsäure-haltiges Radical enthalten ist, scheint es noch mehr zu empfehlen, für die Hauptverbindung der Mineralien der Nephelinreihe eine mit der Sodalithverbindung analoge Zusammensetzung anzunehmen.

Die Umwandlung des Sodalith in Natrolith und Diaspor wurde schon oben (s. Diaspor) erwähnt.

Nachdem aus den oben angeführten Gründen die Wahrscheinlichkeit einer Beziehung des Sodalith und verwandter Mineralien zur Granatgruppe bestätigt schien, fiel es uns ein, dass auch die Zusammensetzung des Lasursteins vielleicht noch weitere Beweise für diese Auffassung liefern könnte. Im Lasurstein geht ja nämlich Schwefel in die Zusammensetzung ein; da dies auch mit dem schon früher ganz allgemein der Granatgruppe zugerechneten Helvin der Fall ist, müsste der Gedanke recht naheliegend sein, dass der Schwefel vielleicht im Lasurstein auf ähnliche Weise wie im Helvin gebunden sei.

Dies führte dazu, dass Herr H. Bäckström und ich beschlossen, den Lasurstein einer erneuten gemeinschaftlichen Untersuchung zu unterwerfen.

*) Eine Zusammensetzung $Ca.(\frac{1}{3}Na \frac{1}{3}H).Al_3[SiO_4]_3 + 3H_2O$ fordert z. B.: SiO_2 38,52, Al_2O_3 32,90, CaO 11,97, Na_2O 4,41, H_2O 12,20, Summe 100,00, was ziemlich genau mit vielen Analysen stimmt, ausgenommen dass der Thonerdegehalt etwas niedriger gefunden worden ist.

Wir werden die ausführlicheren Resultate dieser Untersuchung (zusammen mit einer Bearbeitung der Formeln der Mineralien der Granatgruppe und der Nephelingrouppe) in einer besonderen Abhandlung in dieser Zeitschrift publiciren. Hier seien nur die vorläufigen Resultate, welche sich aus den chemischen Analysen des Herrn Bäckström und meiner mikroskopischen Untersuchung zweier Varietäten von Lasurstein ergeben haben, ganz kurz, insofern sie die Zusammensetzung des Minerals betreffen, erwähnt.

Die bis jetzt vorliegenden Analysen von Lasurstein zeigen alle einen bei weitem höheren Kieselsäuregehalt, als nach der immer angenommenen nahen Verwandtschaft mit dem Sodalith und Nosean zu erwarten wäre; sämtliche Analysen gaben nämlich mehr als 40, die meisten sogar über 45% Kieselsäure. Man hat von dieser Erfahrung geleitet gleichfalls für die Darstellung der künstlichen Ultramarinsorten einen bedeutend höheren Kieselsäuregehalt angewandt, als der den Mineralien der Sodalith-Noseanreihe entsprechende, nämlich in der Regel mehr als 38%. Ziemlich allgemein hat man jedoch angenommen, dass die sich aus den bisher vorliegenden Analysen ergebende Lasursteinzusammensetzung nicht die wahre Zusammensetzung des reinen Minerals darstelle, sondern durch Verunreinigungen der analysirten Substanzen zu erklären wäre. Auch hatten schon Fischer und nach ihm Vogelsang und andere Verfasser die unreine Beschaffenheit des natürlichen blauen Lasursteins nachgewiesen; auffällig genug ist es aber, dass, soviel wir finden konnten, nach der Entdeckung der neueren mechanischen Trennungsmethoden es Niemandem eingefallen ist, durch ihre Hülfe reinere Substanz für die analytische Untersuchung zu schaffen.

Selbst durch die Hülfe dieser Methoden zeigte es sich aber zum Theil äusserst schwierig, reines Analysenmaterial zu schaffen.

Ein Vorkommniss aus »Centralasien« zeigte sich im Dünnschliffe aus tiefblauen isotropen Körnern von Lasurstein in innigstem Gemenge mit weissem Pyroxen, weissem Tremolith, Kalkspath, Spuren von Quarz und noch anderen Mineralien bestehend; obwohl aus diesem Vorkommen nicht weniger als $\frac{1}{4}$ kg als feines, gut geschlämmtes Pulver für die Separation mittels der Thoulet'schen Lösung aufgeopfert wurde, gelang es doch kaum ein paar Gramm einigermassen reiner Substanz für die Analyse zu schaffen.

Eine andere Varietät, welche als gerundete (von ∞O , 202 etc. begrenzte) Krystalle von einigen Millimetern Grösse im Kalkspath eingewachsen vorkam, zeigte sich im Dünnschliffe ganz hellblau, stellenweise mit farblosen Partien, welche anomale Doppelbrechung zeigten. Von dieser Varietät, welche wir, wie die vorige, durch die Liberalität des Freiherrn A. E. Nordenskiöld aus den Sammlungen des Reichsmuseums erhalten haben, wurde leichter vollkommen reines und ideal frisches Analysenmaterial durch Isolation in einem Brögger'schen Apparate bereitet.

Insofern aus den bis jetzt nicht vollkommen abgeschlossenen Analysen Bäckström's geschlossen werden darf, scheinen dieselben auf das interessante Resultat zu führen, dass die verschiedenen Vorkommnisse von Lasurstein in verschiedenem Mengenverhältniss aus

der Noseanverbindung: $[(NaSO_4)Al]Na_4Al_2[SiO_4]_3$,

der Sodalithverbindung: $[ClAl]Na_4Al_2[SiO_4]_3$

und der Verbindung: $[(NaS)Al]Na_4Al_2[SiO_4]_3$

bestehen.

Die letzte Verbindung ist eben die für den Lasurstein charakteristische, welche in den dunkler blauen Varietäten in grösserer, in den im Dünnschliffe hellblauen in geringerer Menge auftritt.

Die erste Vermuthung, dass der Schwefel analog mit der Schwefelverbindung des Helvin auftrete, bestätigte sich also nicht, was aber in keiner Weise die Auffassung des Lasursteins als ein der Granatgruppe zugehöriges Mineral entkräftigt.

Wie unrein das Analysenmaterial früherer Analysen gewesen ist, er giebt sich evident aus dem Umstande, dass die beiden von Bäckström analysirten Varietäten der Lasursteinkrystalle nur 32,50 resp. 32,30 % Kieselsäure enthielten; die hellblaue Varietät zeigte nach der Analyse eine vollkommen normale Hatynzusammensetzung, worin die charakteristische Lasursteinverbindung nur in ganz geringer Menge einging (S nur 0,44 %). Die Analyse, welche mit ideal frischer Substanz ausgeführt war, stimmt ausgezeichnet mit den Forderungen der Formel Bäckström's überein.

Dass die blauen Varietäten des Sodalith und Nosean auch die oben durch Bäckström's Untersuchung abgeleitete charakteristische Lasursteinverbindung in kleiner Menge enthalten, geht schon aus dem mehrmals nachgewiesenen kleinen Schwefelgehalte jener Mineralien hervor.

Es ist somit die vieljährige Frage über die wahre Zusammensetzung des natürlichen Ultramarin durch die oben nur ganz kurz und vorläufig referirte Untersuchung, welche bei weitem zum grössten Theile meinem lieben, tüchtigen Mitarbeiter Herrn H. Bäckström zu verdanken ist, hofentlich als befriedigend gelöst zu betrachten.

Sehr bemerkenswerth ist es, dass die auf Kosten des Eläolith gebildeten Sodalithmassen, welche oben (siehe auch Eläolith) erwähnt wurden, aus ganz amorph aussehendem Sodalith bestehen, was eben die Unterscheidung derselben von dem primär gebildeten Sodalith unserer Gänge in den meisten Fällen leicht macht; der aus Eläolith gebildete Sodalith scheint niemals in gut begrenzten Krystallen vorzukommen, sondern bildet fast immer nierenförmige, concentrisch schalige, dichte Massen; vielleicht ist dieser dichte Sodalith z. Th. auch in der That nicht krystallinisch, sondern wirklich amorph.

Der primäre, grosskörnige Sodalith unserer Gänge zeigt öfters eine ziemlich vollkommene Spaltbarkeit nach dem Rhombendodekaëder {104}; ich mache ausdrücklich hierauf aufmerksam, weil in einigen Lehrbüchern (z. B. G. Tschermak's) angegeben ist, dass die Spaltbarkeit undeutlich nach {100} sei.

Ausser auf den Gängen kommt der Sodalith auch in den Gesteinen der Küstenstrecke zwischen dem Sandefjord und dem Langesundfjord in weiter Verbreitung vor, namentlich in den Nephelinsyeniten, spärlicher auch in den Augitsyeniten, fast immer mit dem Eläolith zusammen, seltener fast ohne diesen Begleiter. Gewöhnlich ist der Eläolith das ältere, seltener das jüngere auskrystallisirte der beiden Mineralien. Jedoch auch in den Gesteinen ist der Sodalith bei weitem nicht so allgemein und so reichlich verbreitet, wie der Eläolith; seine Verbreitung in den Gesteinen unserer Gegend wird übrigens im petrographischen Theile meiner Untersuchungen näher besprochen werden.

Glimmergruppe.

29. Meroxen, Var. Lepidomelan, Hausmann.

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. S. 532 u. 542.

1862. Th. Scheerer, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 14, 99; s. auch Jahrb. f. d. Berg- und Hüttenwesen 1864 S. 264.

1864. — Pogg. Ann. 120—122.

1879. G. Tschermak, diese Zeitschr. 8, 137.

Auf den Gängen der Inseln des Langesundfjords, wie auch am Festlande, findet sich sehr häufig als einer der Hauptbestandtheile der Gangmasse ein schwarzer, sehr eisenreicher Glimmer, der zu den am meisten verbreiteten Gangmineralien gehört; derselbe tritt auch, obwohl weniger häufig, auf den Gängen bei Laurvik und Fredriksvärn auf.

An mehreren Vorkommnissen der Inseln des Langesundfjords bildet dieser rahenschwarze oder sammetschwarze Glimmer gute Krystalle, oft mehrere Zoll, ja selbst einen Fuss lang, und bisweilen mehrere Zoll dick; die kleineren, einige Centimeter langen Krystalle sind öfters schön ausgebildet, obwohl sie für sehr genaue Messungen doch weniger geeignet sind.

Diese Krystalle sind in der Regel stark verlängert und zeigen folgende Formen:

$$\begin{array}{ll} b = \{010\} \infty R\infty & M = \{221\} - 2P \\ c = \{001\} 0P & y = \{043\} \frac{1}{2} R\infty \\ m = \{\bar{1}11\} P & \pi = \{201\} - 2P\infty. \\ o = \{112\} - \frac{1}{2} P \end{array}$$

Die häufigsten Typen sind:

Typus 1. Keilförmig zugespitzte Krystalle durch Vorherrschen von $\frac{1}{2} R\infty$.

Diese Krystalle zeigen die Formen $\{043\} \frac{1}{2} R\infty$, $\{\bar{1}11\} P$ und $\{221\} - 2P$ und bisweilen auch $\{010\} \infty R\infty$; durch das starke Vorherrschen der Flächen von $\frac{1}{2} R\infty$ werden die Krystalle nach oben keilförmig zugespitzt (Taf. X Fig. 1). An einem Krystall wurde die neue Form $\{201\} - 2P\infty$ beobachtet (s. Taf. X Fig. 1).

Typus 2. Krystalle von der Form hexagonaler Prismen mit schief aufgesetzter Endfläche.

Bei derartigen Krystallen, welche ebenfalls recht häufig sind, treten die Flächen $\{\bar{1}11\} P$ und $\{010\} \infty R\infty$ im Gleichgewicht auf, am Ende $\{001\} 0P$ allein (Taf. X Fig. 2).

Typus 3. Tönnenförmige Krystalle.

Bei derartig ausgebildeten Krystallen (vergl. Taf. X Fig. 3), welche im Vergleich mit den Typen 1 und 2 kurz und dick sind, treten die Flächen $\{111\}P$ und $\{221\}—2P$, $\{010\}\infty R\infty$ und $\{043\}\frac{1}{2}R\infty$, alle oft in ziemlich gleichmässiger Grösse, auf und sind oben und unten von $\{001\}0P$ abgeschnitten. Durch allmähliche Zunahme der Grösse der einen oder der anderen Form sind allerlei verschiedenartige Variationen dieses Typus entstanden; auch sind die Krystalle von dieser Ausbildung durch alle Uebergänge mit den Typen 1 und 2 verbunden.

Typus 4. Krystalle mit vorherrschenden Flächen von $\{111\}P$, $\{112\}—\frac{1}{2}P$, $\{010\}\infty R\infty$.

Derartige Krystalle scheinen selten; nach einem gemessenen Exemplar, an welchem die Fläche $\{112\}—\frac{1}{2}P$ bestimmt wurde, ist die Fig. 4 Taf. X gezeichnet.

Zwillinge nach dem gewöhnlichen Gesetze sind nicht selten. Ein solcher (nach der Fläche $\{1\bar{1}0\}$ des oberen Individuums) ist der in Taf. X Fig. 4 dargestellte Krystall. Wie ich unter der Besprechung der Zwillingsgesetze des Hydrargillit bemerkte, halte ich es für wahrscheinlicher, dass dies Zwillingsgesetz des Glimmers kein hemitropes Gesetz ist, sondern besser analog mit dem nicht hemitropen fünften Zwillingsgesetze des Hydrargillit aufgefasst werden kann.

Was die Beschaffenheit der Flächen betrifft, so ist dieselbe im Ganzen nicht schlecht, für sehr genaue Messungen aber nicht geeignet, weil die Flächen, obwohl oft sehr eben, doch meist matt sind; ein Paar Krystalle, welche am Reflexionsgoniometer gemessen wurden, zeigten unter sich nicht eine so hinreichende Uebereinstimmung, dass ich das aus den Messungen berechnete Axenverhältniss als ganz genau betrachten darf:

$$a : b : c = 0,5774 : 4 : 3,4708$$

$$\beta = 90^{\circ} 0'.$$

Das von Groth*) nach vom Rath's und Tschermak's Messungen angegebene Axenverhältniss des Meroxen

$$a : b : c = 0,5777 : 4 : 3,2755$$

ist gleichartig für alle Meroxene, Anomite und Lepidomelane aufgeführt; es ist dies natürlich nicht berechtigt; denn dass die eisenreichsten Glimmer wahrscheinlich andere Winkel als die an Magnesia und Thonerde reichen zeigen müssen, dürfte nach den Erfahrungen bei anderen grösseren Mineralgruppen unzweifelhaft sein. Dem oben angegebenen Axenverhältniss entsprechen die Werthe:

*) Tabell. Uebers. 2. Ausg. S. 98.

$M : M = (221) : (2\bar{2}1)$	*59°48'
$m : m = (\bar{1}11) : (\bar{1}\bar{1}1)$	59 12
$M : c = (221) : (001)$	*85 29½
$m : c = (\bar{1}11) : (001)$	84 2½
$y : c = (043) : (001)$	76 44½
$\pi : c = (201) : (001)$	84 48

Da aber die einzigen guten Messungen eben die dem Axenverhältnisse zu Grunde gelegten waren, weshalb genügende Controlmessungen fehlten, wage ich, wie gesagt, nicht das Axenverhältniss als hinreichend sicher festgestellt anzusehen.

Von Gleitflächen sind besonders eine Anzahl Flächen der Zone $OP : \infty P\infty$, und zwar sowohl positive als negative Orthodomen dieser Zone, häufig; sie sind gern begleitet von Gleitflächen der Zone $OP : \frac{1}{2}P3$. Weniger häufig beobachtet man auch die Gleitflächen der Schlagfigur. Keinerlei Gleitflächen waren jedoch so vollkommen, dass sie sich messen liessen.

Was die chemische Zusammensetzung dieser Glimmerkrystalle betrifft, so hatte schon früher Th. Scheerer ein Vorkommen derselben von der Gegend des Langesundfjords analysirt. Seine Analyse, unten als I. angeführt, wurde aber zu einer Zeit ausgeführt, wo die genaue Bestimmung der Oxydationsgrade des Eisens nicht durchführbar war. Herr G. Flink war deshalb so freundlich, für diese Arbeit eine neue sorgfältige Analyse (in dem Laboratorium meines Collegen Professor Dr. O. Petersson) auszuführen (II.); in dieser Analyse wurde das Eisenoxydul durch Titrirung mit Permanganatlösung bestimmt, nachdem das pulverisirte, in einem Glasrohre mit Schwefelsäure eingeschmolzene Mineral bei ca. 200° aufgeschlossen worden war. Durch ein Versehen wurde die quantitative Bestimmung der qualitativ als reichlich vorhanden nachgewiesenen Titansäure versäumt, weshalb bei der Berechnung der Analyse derselbe Titansäuregehalt, wie in Scheerer's Analyse, angenommen wurde.

	I.	II.	Quotienten.	
SiO_2	35,26	39,05	34,37	0,5736
TiO_2	4,68		4,68	0,0585
Al_2O_3	10,24		6,84	0,0667
Fe_2O_3	12,47		24,89	0,1559
FeO	18,84		7,47	0,1040
MnO	2,44		2,44	0,0340
CaO	0,05		0,78	0,0439
MgO	3,24		4,05	0,1015
K_2O	9,20		9,03	0,0961
Na_2O	0,60		2,13	0,0344
H_2O	2,71		2,27	0,1266
	99,43		98,92	

Fluor wurde nicht vorgefunden.

Wird diese Zusammensetzung (II.) auf die von G. Tschermak angenommene Zusammensetzung des Meroxen berechnet, indem TiO_2 als SiO_2 , FeO , MnO und CaO als MgO , Na_2O als K_2O angenommen wird, und schliesslich die Analyse auf 100 berechnet, so erhält man, verglichen mit einer Zusammensetzung K'_4M , wo K' resp. M die von Tschermak angenommenen Silicate $K_3H_3Al_6Si_6O_{24}$, resp. $Mg_{12}Si_6O_{24}$ bedeutet:

	Analyse II:	K'_4M
SiO_2	44,38	42,97
Al_2O_3	26,76	29,53
MgO	11,84	11,43
K_2O	14,36	13,48
H_2O	2,66	2,59
	<hr/> 100,00	<hr/> 100,00

Die Analyse zeigt, wie man sieht, zu wenig Sesquioxide; nach der Mittheilung des Herrn Flink dürfte eben der Verlust der Analyse auf die Thonerdebestimmung zu beziehen sein. Die Bestimmung des Wassers, welche sehr sorgfältig ausgeführt wurde, zeigt, dass Wasser und Alkalien sehr nahe im Verhältniss 1:1 vorhanden sind, wie von Tschermak für den Meroxen angenommen; die Analyse stimmt demnach in dieser Beziehung besser mit der Tschermak'schen Formel, als mit der von Groth angenommenen: $K_2H(Al, Fe)_3[SiO_4]_3$. Das angewandte Analysenmaterial $(MgFe)_6[SiO_4]_3$ war, wie es schien, absolut frisch.

Der oben erwähnte Glimmer ist, wie die Analysen zeigen, ein sehr eisenreicher; es scheint mir bequem, derartige eisenreiche Glimmer unter dem von manchen Forschern angenommenen Namen Lepidomelan aufzuführen. Tschermak hat zwar den Namen Lepidomelan für solche eisenreiche Glimmer reservirt, in deren Zusammensetzung anstatt des Meroxensilicates K' (siehe oben) das Silicat $K = K_2H_4Al_6Si_6O_{24}$ eingehen soll; für eine solche Annahme ist aber kein genügender Beweis geliefert, da keine einzige, mit Sicherheit an frischer Substanz ausgeführte Analyse, welche einer solchen Zusammensetzung entspricht, bis jetzt bekannt ist; da es, wenn auch eine solche Verbindung in dunklen Glimmern existiren sollte, kaum wahrscheinlich ist, dass dieselbe eben auf die eisenreichen Glimmer, für welche doch immer der Name Lepidomelan gebraucht wurde, beschränkt wäre, so scheint es mir bequemer, vorläufig diesen Namen schlechthin für sehr eisenreiche Meroxene anzuwenden, weshalb der uns vorliegende Glimmer als ein Lepidomelan oben aufgeführt wurde.

Scheerer führt an der angeführten Stelle (Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1862, S. 99) an, dass ein bei ihm von A. DeFrance analysirter

schwarzer Glimmer aus der Gegend von Brevik, »in einer Varietät des Norwegischen Zirkonsyenits in grossen Krystallen vorkommt, die mitunter mehrere Zoll Länge und über zwei Zoll Durchmesser besitzen«; diese Analyse von De France, welche mehrmals auch von anderen Autoren citirt ist (siehe Tschermak, l. c.), ergab: SiO_2 35,93, Titansäure 0,99 (angeblich wahrscheinlich zu wenig), Al_2O_3 40,98, Fe_2O_3 9,82, FeO 26,93, MnO 0,72, CaO 4,04, MgO 5,43, K_2O 0,24, Na_2O 5,48, H_2O 4,30, Summa 104,26. Scheerer macht darauf aufmerksam, dass dieser Glimmer ein Natronglimmer ist; in dieser Beziehung hat die alte Analyse von De France auch ein gewisses Interesse, da dieselbe zeigt, dass auch der Glimmer unserer Gänge (wie die Mineralien der Feldspathgruppe, der Hornblendegruppe, der Pyroxengruppe etc.) z. Th. einen grossen Natrongehalt führt. Die Analyse von G. Flink zeigt übrigens, mit den Analysen von Th. Scheerer und A. De France verglichen, dass die Zusammensetzung dieser schwarzen Glimmerkrystalle auch bezüglich des Natrongehaltes schwankend ist. Da die Oxydationsstufen des Eisens in De France's Analyse kaum richtig bestimmt sein können, lässt sich dieselbe nicht berechnen; Tschermak hat sie gewiss mit Recht als eine eisenreiche Meroxenzusammensetzung gedeutet, welche ich also, wie oben erwähnt, als der Varietät Lepidomelan angehörig ausscheiden möchte. Es ist gewiss höchst wahrscheinlich, dass die zahlreichen Vorkommnisse der grossen, eigenthümlich ausgebildeten schwarzen Glimmerkrystalle von unseren Gängen, wenn auch die chemische Zusammensetzung, wie schon die vorhandenen Analysen zeigen, innerhalb gewisser Grenzen schwankt, sämmtlich so nahe verwandt sind, dass sie mit einander durch alle Uebergänge verbunden sind.

Die eisenreichen Glimmer sind sämmtlich nur in äusserst dünnen Flitterchen durchscheinend, und zeigen im Dünnschliffe in Schnitten senkrecht zur Spaltbarkeit einen sehr starken Pleochroismus mit tiefbraunen bis grünlichbraunen Farben; der Axenwinkel zeigt sich in convergentem Lichte sehr klein, ca. 5° — 8° .

Der Glimmer, welcher in den Augitsyeniten, resp. in den Nephelinsyeniten am Langesundfjord und an der Küstenstrecke bis nach Tönsberg hin vorkommt, ist in der Regel nicht derselbe Lepidomelan, wie auf den Gängen; nur in den Grenzgesteinen der Inseln des Langesundfjords, ebenso in einigen der natronreichen sauren Granittypen am Ekernsee etc., findet sich häufig ein ähnlicher oder derselbe Glimmer, ein Verhältniss, das z. B. an die Verbreitung des Aegirin erinnert.

In den typischen Augitsyeniten und Nephelinsyeniten herrscht dagegen durchgehends ein rothbrauner, dem Aussehen nach an Phlogopit erinnernder, jedoch auch sehr eisenreicher Meroxen, welcher in nicht allzu dünnen Spaltblättchen mit schön rother Farbe durchscheinend ist und einen kleinen

Axenwinkel von 3° — 4° besitzt. Ich habe diesen Glimmer nicht auf den Gängen angetroffen.

Obgleich sowohl der Lepidomelan der Gänge als der rothbraune Glimmer der typischen Augitsyenite und Nephelinsyenite häufig ganz frisch angetroffen werden, scheinen sie doch beide leicht einer Umwandlung in grüne, nicht elastisch biegsame und weniger glänzende bis matte chlorit-ähnliche Substanzen zu unterliegen; auf mehreren Gängen, z. B. auf einem Gange auf der Insel Håø, habe ich krystallinische, grossblättrige Massen oder Krystalle von Chlorit mit den Formen der gewöhnlichen grossen schwarzen Lepidomelankrystalle, welche gewiss, wesentlich durch Wasseraufnahme, in Chlorit pseudomorphosirt sind, beobachtet.

30. Zinnwaldit (?), Haidinger (Lithionglimmer).

1882 machte mich Professor Fr. Johnstrup bei einem Besuche in Kopenhagen darauf aufmerksam, dass er von den Gängen des Langesundfjords einen Lithionglimmer erhalten hätte; später habe ich auch selbst von den Sammlern Stufen mit einem hellen grünlichen bis gelblichen Zinnwaldit-ähnlichen Glimmer, obwohl in sehr geringer Menge, erhalten. Meiner Erfahrung nach muss dies Mineral jedenfalls auf unseren Gängen nur spärlich verbreitet sein und muss zu den seltneren Mineralien gerechnet werden.

Wie der Zinnwaldit im Allgemeinen, ist auch das norwegische Vorkommen nur wenig elastisch biegsam. Die optische Axenebene zeigte sich parallel dem charakteristischen Strahl der Schlagfigur, welche recht schwierig darzustellen war, also parallel der Symmetrieebene; der Axenwinkel war in verschiedenen Platten desselben Krystalles verschieden, von ca. $23\frac{1}{2}^{\circ}$ bis mehr als 50° .

In der Flamme eines Bunsen'schen Brenners zeigten sich selbst dicke Blättchen leicht schmelzbar und färbten dabei die Flamme theils intensiv roth mit der Lithionfarbe, theils stark gelb, was auf reichliches Vorhandensein von Lithion und Natrium deutet; die gewöhnlich sehr helle Farbe des Minerals deutet auf einen kleinen Eisengehalt; inwiefern sonst eine nähere Uebereinstimmung mit dem von Lorenzen beschriebenen Polylithionit von Kangerdluarsuk stattfindet, liess sich leider nicht feststellen, da das spärliche Material für eine quantitative Analyse nicht hinreichend war. Es ist mir deshalb nicht möglich, die Bestimmung des Minerals näher zu präcisiren, als dass ein in gewissen Beziehungen dem Polylithionit ähnliches Mineral der Zinnwalditgruppe hier vorliegt.

Dieser Lithionglimmer kommt, nach meinen Stufen zu urtheilen, als eine relativ jüngere Bildung auf den Gängen vor; an meinen zwei Stufen (von Klein-Arö) bildet er nämlich kleine Schuppen oder blättrige Massen, welche mit Aegirin und anderen Mineralien die Zwischenräume zwischen grösseren Feldspathindividuen einnehmen; der Aegirin setzt durch den Zinnwaldit hindurch und ist also älter.

31. Muscovit.

Muscovit kommt, so viel mir bekannt, auf den grobkörnigen Gängen des Augitsyenit nur als spätere Bildung, nicht als ursprünglicher Bestandtheil der Gänge vor; selbst auf solche Weise scheint er aber selten.

1874 fand ich mit Herrn Dr. H. Reusch zusammen kleinschuppige Massen von weissem Kaliglimmer auf Lövö gegenüber Brevik; dieselben zeigten bei der Untersuchung die Eigenschaften des Muscovit und scheinen nicht besonders reich an Natrium. Der mitgebrachten Stufe nach scheinen diese kleinschuppigen Massen von Kaliglimmer ein Zersetzungsproduct von Feldspath zu sein, eine recht wahrscheinliche Annahme, welche ich jedoch nicht näher beweisen kann.

Pseudomorphosen von Kaliglimmer nach Eläolith sind unten bei der Beschreibung dieses Minerals näher erwähnt.

32. Talk (?).

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. S. 577.

Weibye erwähnt Talk »theils in Afterkrystallen nach Analcim (Leucitoëder) drusenweise aufgewachsen in Höhlungen des Syenits bei Röra in Eidanger, theils in derben Körnern im Syenit eingewachsen«.

Das letztere Vorkommen »in derben Körnern im Syenit« ist mir zweifelhaft; auch die Angabe Weibye's von Talk (Speckstein) als Pseudomorphose nach Analcim ist kaum richtig. An einem Handstücke*), welches aus Weibye's Sammlung stammt, mit der Etiketle »Gulpekollen« pr. Brevik, finden sich pseudomorphe Krystalle mit der Form des gewöhnlichen Ikositetraëders 202, welche aus einer lauchgrünen oder weissen, ziemlich weichen, wenig fettartig anzufühlenden Substanz bestehen; die grüne Farbe rührt von einer fremden Einmischung her, da die reine Masse weiss ist.

Das Mineral ist nun wahrscheinlich nicht Talk oder Speckstein, sondern Steinmark oder Kaolin (siehe unten).

Talk kenne ich bis jetzt also nicht mit Sicherheit von unseren Gängen; es ist auch nicht sehr wahrscheinlich, dass derselbe an diesen Vorkommen auftreten sollte, da sämtliche Gangmineralien, wie auch das Gestein selbst, sehr arm an Magnesia sind.

*) Das Stück gehört jetzt, wie die hinterlassene Sammlung Weibye's überhaupt, der kg. Norw. Gesellsch. d. Wiss. zu Drontheim.

33. Chlorit.

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. S. 530.

Weibye erwähnt Chlorit »blättrig von grüner Farbe mit eingewachsenen Krystallen von gelber Zinkblende im sogenannten Gulpekollen unweit Röra in Eidanger«.

Ich kenne dies Vorkommen nicht näher und kann es deshalb nur nach Weibye's Angabe anführen. Chlorit kommt nicht ganz selten als Endproduct der Umwandlung des schwarzen Lepidomelan der Gänge vor; eine gute Localität war früher ein kleiner Gang auf der Insel Håø, an deren Nordostseite; welche Zusammensetzung diese chloritischen Umwandlungsproducte des dunklen Glimmer besitzen, ist nicht näher untersucht.

Als ursprüngliches Mineral kommt Chlorit auf unseren Gängen jedenfalls ebensowenig wie im Augitsyenit selbst vor.

34. Kaolin (und Steinmark).

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. S. 507.

1852. J. Fr. L. Hausmann, Bemerk. üb. d. Zirkonsyenit l. c. S. 40.

»Steinmark« wird schon früher sowohl von Weibye als von Hausmann aus unseren Gängen erwähnt.

Selbst habe ich nur die dichten, Steinmark benannten Varietäten als Pseudomorphosen nach verschiedenen Mineralien vorgefunden. 1874 fand ich mit meinem Freunde Dr. H. Reusch zusammen auf der Insel Lövö, bei der alten Fundstätte des Thorit, nach Esmark »Thorithul« (»Thorithöhle«) genannt, ein ganz weiches, fast schmierähnliches grünes Mineral, welches nach einiger Zeit in der Luft viel härter wurde und jetzt nach 45 Jahren ungefähr die Härte des Kalkspath besitzt; gleichzeitig hat sich auch die Farbe von tief lauchgrün in hell zeisiggelb geändert. Dies Mineral ist unzweifelhaft ein Umwandlungsproduct von Eläolith, denn mehrere sehr gute Afterkrystalle von 1—2 cm Grösse zeigen die Formen des Eläolith, ∞P , OP , P gut erhalten, und der Winkel $P:OP$ stimmte bei der Messung mit dem des Eläolith. Das Mineral zeigte übrigens die Eigenschaften des Steinmarks und enthielt namentlich, wie die qualitative Prüfung ergab, weder Alkalien noch Magnesia. Der Glimmer in derselben Stufe ist in Chlorit umgewandelt.

Aehnlich beschaffen, obwohl etwas tiefer lauchgrün gefärbt, ist die schon oben erwähnte, zuerst von Weibye beschriebene Pseudomorphose von Steinmark nach Analcim (siehe oben unter Talk, S. 497), von Gulpekollen bei Röra in Eidanger.

35. Astrophyllit, Scheerer.

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. **22**, 332.
 1849. — Neues Jahrb. f. Min. S. 772.
 1854. Th. Scheerer, Berg- und Hüttenm. Zeit. **13**, 240.
 1862. A. Des Cloizeaux, Man. d. Min. S. 497.
 1863. E. Pisani, Compt. rend. **56**, 846.
 — G. Tschermak, Neues Jahrb. f. Min. S. 550.
 1864. Th. Scheerer, Pogg. Ann. **122**, 409.
 1867. A. Des Cloizeaux, Rec. d. sav. étrang. **18**, 549.
 1868. A. Kenngott, Uebers. d. min. Forsch. **4862—63**, S. 428.
 1870. A. E. Nordenskiöld, Öfvers. af Kgl. Sv. Vet. Akad. Förhandl. S. 564.
 1875. C. F. Rammelsberg, Handb. d. Min.-Chem. S. 674.
 1877. G. A. König u. H. Bücking, diese Zeitschr. **1**, 423.
 1878. W. C. Brögger, ebenda **2**, 278.
 1888. Michel Lévy et A. Lacroix, Les miner. d. roches p. 456.

Der Astrophyllit wurde wahrscheinlich zuerst im Jahre 1844 von P. C. Weibye »im grobkörnigen Syenit« auf der Insel »Lamöskjär« (= Låven) entdeckt. Weibye nannte das Mineral »brauner Glimmer«; er beschrieb auch die ersten Krystalle und lieferte unvollkommene Abbildungen derselben; da seine krystallographischen Beobachtungen und namentlich seine Messungen wie gewöhnlich ganz unzuverlässig waren, sollen sie hier nicht näher erwähnt werden.

Später (1854) beschrieb Scheerer das Mineral näher unter dem Namen Astrophyllit als selbständige Species; diese Bezeichnung bezieht sich auf die in verschiedener Weise strahligen und sternförmigen Aggregate und auf die blättrige, glimmerähnliche Spaltbarkeit; in seiner späteren Abhandlung (1864) lieferte er eine Abbildung und einige wenige unvollkommene Messungen der von ihm beobachteten Krystalle, welche er als monosymmetrisch auffasste, während Weibye dieselben als tetragonal oder rhombisch und Des Cloizeaux auf Grund seiner optischen Untersuchungen das Krystallsystem als rhombisch angesehen hatte. Scheerer machte schon auf die geringe Aehnlichkeit mit den Glimmermineralien und auf die mögliche Verwandtschaft mit einem Mineral der Pyroxengruppe oder mit Anthophyllit aufmerksam; G. Tschermak meinte sogar, dass der Astrophyllit als eine Pseudomorphose nach Anthophyllit zu betrachten wäre, eine Auffassung, welche nur aus der damals unvollkommenen Kenntniss des immerhin ziemlich seltenen Minerals herrühren konnte.

Etwas ausführlichere Mittheilungen über die krystallographischen Verhältnisse des Astrophyllit gab zuerst A. E. Nordenskiöld, welcher den-

selben für rhombisch hielt; nachdem später zuerst König und Bücking den Astrophyllit von Colorado als monosymmetrisch angesehen hatten, lieferte ich endlich (1878) eine ziemlich detaillirte Untersuchung über die krystallographischen und optischen Verhältnisse des norwegischen Astrophyllit und suchte dabei zu beweisen, dass er dem asymmetrischen System angehörig sein müsse. Da in dieser Abhandlung auch in hinreichend ausführlicher Darstellung die frühere Literatur über das Krystallsystem des Astrophyllit referirt war, darf hier auf diese Abhandlung hingewiesen werden.

Nach der an dieser Stelle dargelegten Auffassung sind die Astrophyllitkrystalle in den meisten Fällen tafelartig ausgebildet nach einer vorherrschenden Fläche (als $\{001\}OP$ aufgefasst), nach welcher die Krystalle auch vollkommen spaltbar sind. Aus den beiden Messungen leitete ich das asymmetrische Axenverhältniss

$$a : b : c = 0,2268 : 1 : 0,2908$$

$$\alpha = 93^{\circ} 52', \beta = 90^{\circ} 27', \gamma = 89^{\circ} 44\frac{1}{2}'$$

ab.

Ich habe seitdem eine ziemlich grosse Anzahl Krystalle von Astrophyllit gemessen und dabei gefunden, dass jenes Axenverhältniss nicht genau sein kann. Selbst die am besten messbaren Krystalle mit schön spiegelnden Flächen geben so wenig übereinstimmende Resultate, dass es fast unmöglich scheint, ein ganz genaues Axenverhältniss aus den Messungen abzuleiten. Wichtiger aber ist es, dass meine damals aufgestellte Erklärung des Krystallsystems des Astrophyllit als asymmetrisch mir nach der Durchmusterung eines grösseren Materiales kaum mehr haltbar erscheint.

Diese Auffassung war theils auf Messungen, namentlich des Winkels der besten Spaltfläche zu einer Fläche, welche als (010) aufgefasst wurde, theils auf optische Untersuchungen begründet. Was die Messungen betrifft, so muss ich Folgendes bemerken: Der entscheidende Winkel $c' : b$ (als $(001) : (010)$ aufgefasst) $= 93^{\circ} 52'$ war nur an einem einzigen Krystall gemessen, und die Fläche b trat an diesem Krystall als ganz schmale, einfache Fläche auf. Später habe ich aber an einem grossen Material von Krystallen von Eikaholmen die Fläche b ganz allgemein und gross ausgebildet gefunden und habe hier an den besten Krystallen beobachtet, dass diese Fläche an beiden Enden doppelt auftritt, und dass die beiden Flächen an beiden Enden ausspringende Winkel bilden. Da die Messungen in der Regel nur schlecht sind, kann die relativ geringe Abweichung der Messungen gegen c hinten und vorn, rechts und links (nach der gewählten Stellung) nicht zur Annahme eines wirklichen Unterschiedes der Flächen von b berechtigen. Was die übrigen Messungen betrifft, welche mit der Annahme eines asymmetrischen Systems übereinstimmend aufgefasst wurden, so haben neue Messungen an einem grösseren Material ge-

zeigt, dass die Unterschiede zwischen den Messungen der Spaltfläche zu verschiedenen mit dem gleichen Parameterverhältniss versehenen Pyramidenflächen durch alle Uebergänge ausgeglichen werden, so dass wirkliche Unterschiede kaum vorhanden sind. Wenn deshalb wirklich das Krystall-system des Astrophyllit von der rhombischen Symmetrie abweicht, so müssen jedenfalls die Abweichungen zu klein sein, um goniometrisch an den für genaue Messungen wenig geeigneten Krystallen sicher festgestellt werden zu können.

Es fragt sich dann, ob durch die optischen Untersuchungen, zuerst von Bücking, später von mir, eine Abweichung von der rhombischen Symmetrie als bewiesen angesehen werden kann; dies ist aber entschieden nicht der Fall.

Der Beweis für den asymmetrischen Charakter des Astrophyllit sollte nach den genannten Untersuchungen darin liegen, dass nach den Beobachtungen nicht nur die Bisectrix, sondern auch die Axenebene schief und asymmetrisch zu der vollkommenen Spaltungsfläche liegen sollte; diese Schiefe wäre nach meinen Messungen mittelst der Groth'schen Spiegel-methode in einer Richtung $2^{\circ} 4\frac{1}{2}'$ — $3^{\circ} 49\frac{1}{2}'$, in der darauf senkrechten Richtung $0^{\circ} 24'$ — $2^{\circ} 7'$, ohne Correctionen für die Krümmung der Platten; die Abweichung von der Normalen der Spaltfläche wäre also in beiden Richtungen nur klein.

Es ist nun zuerst zu bemerken, dass die Art, wie die Spiegelmethode an dem (1878) benutzten, dem Fuess'schen Universalapparate angehörigen Axenwinkelapparate angewendet wurde, keine sehr genauen Resultate liefern konnte, indem die Methode selbst in dieser Ausführung nicht ohne bedenkliche Fehlerquellen ist.

Auch abgesehen davon beweisen die Beobachtungen dennoch keineswegs eine ursprüngliche Asymmetrie. Die Platten nach der Spaltungsfläche sind nämlich immer mehr oder weniger gekrümmt und die Krystalle zeigen sich immer auf dieser Fläche geknickt, oft zerbrochen. Offenbar sind die Astrophyllitkrystalle nach ihrer Bildung ganz gewöhnlich durch mechanische Gewalt, während der Bewegung der noch nicht vollständig erstarrten Gangmassen, gekrümmt und zerbrochen worden. Es ist aber eine hinreichend bekannte Thatsache, dass die optischen Verhältnisse derartigen mechanischen Aenderungen durch Druck, Biegung etc. gegenüber sehr empfindlich reagiren. Eine Krümmung einer Astrophyllitplatte von $0^{\circ} 9'$ — $0^{\circ} 47'$, wie sie in meinen Platten bestimmt wurde, bedeutet deshalb nicht, dass die auf der Spaltebene auftretende Bisectrix der Krümmung wegen nur um den genannten Betrag von der zur Plattenebene senkrechten Lage abweichen könnte, wenn das Mineral sich nicht an und für sich asymmetrisch verhält; vielmehr dürfte es viel wahrscheinlicher sein, dass eine Krümmung von $0^{\circ} 9'$ — $0^{\circ} 47'$ einer bei weitem grös-

seren Abweichung der Bisectrix von der Normallage entsprechen müsse.

Für die rein secundäre Beschaffenheit der asymmetrischen Lage der Bisectrix sprechen mehrere Umstände. Erstens, dass die Grösse der Abweichung von einem rechten Winkel innerhalb relativ weiter Grenzen variirt, nämlich in der einen Richtung zwischen $2^{\circ} 14'$ und $3^{\circ} 49\frac{1}{4}'$, in der anderen darauf senkrechten Richtung zwischen $0^{\circ} 24'$ und $2^{\circ} 7'$. Noch deutlicher zeigt sich dies in Dünnschliffen senkrecht zur Hauptspalungsfläche, theils parallel der Zone $g : c$, theils senkrecht zu dieser Zone. Man beobachtet hier in den Dünnschliffen in der That in grosser Ausdehnung parallele Auslöschung und nur ganz local eine kleine Abweichung von der parallelen Auslöschung, eben an solchen Stellen, welche deutlich eine Krümmung zeigen.

Erinnern wir uns, dass z. B. an dem unzweifelhaft rhombischen Leukophan (siehe unten) in den peripherischen Theilen der Schnitte senkrecht zur Verticalaxe eine noch grössere Abweichung von der durch die rhombische Symmetrie geforderten Lage der Axenebene stattfindet, welche hier ganz sicher auf secundäre Einflüsse zu beziehen ist, so sehen wir leicht ein, dass die ganz geringe und nicht constante Abweichung der optischen Verhältnisse des Astrophyllit von den Forderungen des rhombischen Krystallsystems unmöglich als entscheidender Beweis gegen die Zugehörigkeit des Astrophyllit zum rhombischen Systeme angenommen werden kann, wenn nicht ausserdem andere, zwingendere Beweise vorliegen, was aber keineswegs der Fall ist.

Es kommt zwar häufig vor, dass die Astrophyllitkrystalle in ihrer Ausbildung hinsichtlich der Flächenvertheilung einen monosymmetrischen oder asymmetrischen Habitus besitzen; dies ist aber nicht durchgehend der Fall, indem manche Krystalle eine rhombische Flächenvertheilung zeigen. Ausserdem ist die Flächenvertheilung der weniger symmetrisch ausgebildeten Krystalle auch genauer betrachtet ebensowenig asymmetrisch, als rhombisch, indem sehr häufig die Parallelfächen zu den in den verschiedenen Oktanten auftretenden Flächen fehlen, sodass die Astrophyllitkrystalle dann auch nicht die centrische Symmetrie des asymmetrischen Krystallsystems, sondern eine ganz regellose Flächenvertheilung zeigen.

Auch die häufig zu beobachtenden einspringenden Winkel (bei gleichartiger Lage der Spaltebene durch den ganzen Krystall) scheinen nur auf Flächenstreifung und unregelmässiger Ausbildung, nicht auf Zwillingbildungen zu beruhen; sie kommt in ähnlicher Weise ja häufig bei den Glimmermineralien vor.

Nach den gesammten Beobachtungen des mir jetzt vorliegenden grösseren Materiales von Astrophyllitkrystallen kann ich deshalb meine frühere Auffassung, dass der Astrophyllit asymmetrisch sei, nicht mehr aufrecht

Unter Berücksichtigung aller der Beobachtungen als unvollkommenste ansehen. Auch bei streng bestimmtem Kristallsystem des Astrophyllit als unentschieden angesehen muss, scheint es mir nach der Erwartung einer Beobachtung im wahrscheinlichsten, dass derselbe dem rhombischen Kristallsystem angehört. Weiterens scheint mir keine Tatsachen bestimmt genug diese Auffassung zu sprechen.

Außerdem scheint es mir berechtigt, aus Gründen, welche aus dem Folgenden hervorgehen, eine andere Aufstellung der Astrophyllitkristalle als meine frühere zu wählen. Es soll zunächst die vollkommenste Spaltungsform nicht mehr als Basis, sondern als vorheriges Verhältniss $\frac{P}{F_1}$ und die Mehrzahl der vorigen Stellung als Verhältniss genommen werden.

Ferner lassen mir die Beobachtungen in einem grosseren Materiale dazukommen, dass die Pyramide, welche ich zuerst als $\frac{P}{F_1}$ in der Figur nach der vorherrschendsten, nicht jedoch der ersten Aufstellung als Grundpyramide genommen wurde, sondern die Pyramide $\frac{P}{F_2}$ ist, welche erhält diese als Grundform, da sich mehr, weil dieselbe sich leichter als Grundform vorstellen lässt, als die letztgenannte, Symmetrieverhältnisse in ihren Winkeln zeigt.

Als Grundlage für die Berechnung des Axenverhältnisses benutze ich folgende Messungen an einem ganz kleinen, nur in einem Kissen, aber vollkommen richtig ausgebildeten Kristalle von Kupfer.

$$\frac{P}{F_1} = 100 = 29.5^\circ$$

$$\frac{P}{F_2} = 100 = 45.1^\circ$$

Woraus folgt:

$$\frac{F_1}{F_2} = 0.758 = 4.7356$$

Auf das Axenverhältniss bezogen erhalten die beobachteten Formen folgende Zeichen:

$$\begin{array}{ll} P = \frac{100}{100} \frac{P}{F_1} & P = \frac{100}{100} \frac{P}{F_2} \\ F_1 = \frac{133}{133} \frac{F_1}{F_1} & F_1 = \frac{100}{100} \frac{F_1}{F_1} \\ & = \frac{111}{111} \frac{P}{F_1} \\ F_2 = \frac{67}{67} \frac{F_2}{F_2} & F_2 = \frac{100}{100} \frac{F_2}{F_2} \\ F_3 = \frac{33}{33} \frac{F_3}{F_3} & F_3 = \frac{100}{100} \frac{F_3}{F_3} \\ F_4 = \frac{122}{122} \frac{F_4}{F_4} & F_4 = \frac{100}{100} \frac{F_4}{F_4} \end{array}$$

Ausser diesen Formen führte Nordenskiöld auch noch eine Anzahl anderer an; die Fläche A Nordenskiöld's = $\frac{133}{133} \frac{F_1}{F_1}$ ausgenommen, darüber aber die übrigen von ihm aufgestellten Formen, welche nicht in obestehendes Verzeichniss aufgeführt sind, wohl überhaupt kein an Astro-

phyllit, da sie in seiner Abhandlung als rhombisch bezeichnet sind.

phyllit vorkommen, ebensowenig wie die von ihm gezeichneten Figg. 40 und 42 keiner der beim Astrophyllit vorkommenden Combinationen entsprechen; so viel ich beim Durchmustern des Astrophyllitmateriales des Reichsmuseums beobachten konnte, fanden sich auch dort keine derartig ausgebildeten Krystalle, dagegen zwei ähnlich aussehende der gewöhnlichen Combination mit sehr verzerrter Ausbildung, welche zwar sehr leicht in der von Nordenskiöld angenommenen Weise aufgefasst werden könnten, trotzdem aber in der That nur die gewöhnlichen Formen zu zeigen scheinen. Ich wage deshalb die Flächen f , e , d , r , p und m Nordenskiöld's nicht als selbständige, beim Astrophyllit auftretende Formen zu betrachten.

In der That zeigen nämlich die Astrophyllitkrystalle, in soweit dieselben mir bekannt sind, in der Regel nur drei Hauptzonen: die Zone $[(203):(400)]$ und die Zone $[(400):(444)]$ resp. $[(400):(4\bar{4}4)]$; sehr selten ist noch ausserhalb dieser Zonen die Fläche $\{410\} \propto P$ vorhanden.

Die wichtigsten Winkel sind aus dem obenstehenden neuen Axenverhältniss berechnet.

	Berechnet:	Gemessen:
$a:h = (100):(433)$	$37^{\circ}44\frac{1}{2}'$	$37^{\circ}47' - 36^{\circ}24'$ (Nordenskiöld)
$a:n = (100):(655)$	$44\ 24\frac{1}{2}$	$40\ 0 - 44\ 0$ (approx.)
$a:l = (100):(444)$	$*45\ 54$	$*45\ 54$ (beste Messung)
		$44\ 3 - 46\ 5$
$a:\lambda = (100):(677)$	$50\ 17$	$48\ 0 - 50\frac{1}{2}$
$a:i = (100):(344)$	$53\ 22$	$51\ 35 - 53\ 50$
$a:x = (100):(422)$	$64\ 9$	$62\ 34 - 65\ 49$
$a:z = (100):(466)$	$80\ 49\frac{1}{2}$	$79\ 44 - 84\ 0$
$a:q = (100):(044)$	$90\ 0$	94 ca. (approx.)
$b:l = (010):(444)$	$45\ 24$	—
$c:l = (004):(444)$	$84\ 30$	—
$o:a = (440):(400)$	$45\ 47$	45 ca. (approx.)
$q:q = (044):(04\bar{4})$	$23\ 45$	—
$g:a = (203):(400)$	$*29\ 30$	$*29\ 30$ (beste Messung)
		$29\ 2 - 34\ 30$
$a:\beta = (100):(4.0.50)$	$84\ 37$	$84\ 22 - 85\ 54$
$g:l = (203):(444)$	$47\ 47$	$47\ 4$ (beste Messung).

Ob in der That die Flächen von β als $\frac{1}{2}P\infty$ oder als eine naheliegende Form aufzufassen sind, ist unmöglich sicher zu entscheiden; die besten Messungen gaben: $85^{\circ}25'$, $84^{\circ}37'$ (I); $85^{\circ}4'$, $85^{\circ}44'$ (II); $85^{\circ}6'$, $84^{\circ}53'$, $85^{\circ}0'$, $84^{\circ}54'$ (III); $85^{\circ}54'$, $84^{\circ}54'$, $85^{\circ}53'$ (IV); $84^{\circ}22'$, $85^{\circ}36'$, $85^{\circ}45'$ (V); $84^{\circ}50'$, $85^{\circ}49'$ (VI); Mittel = $85^{\circ}40'$, alle diese Messungen an verschiedenen Winkeln oben und unten, vorn und hinten an sechs verschiedenen Krystallen von Eikaholmen ausgeführt. Das Mittel entspricht näher dem

Winkel $\frac{1}{2}\bar{P}X$ welches für den Winkel $101^\circ 11' 56''$ erhalten: $85^\circ 34\frac{1}{2}'$, was mit beiden Messungen $\bar{P}X$ sehr nahe der Form $\frac{1}{2}\bar{P}X$.

Schmähliche Flächen sind parallel ihrer Combinationsebene mit der Hauptspannungsachse 100° stark gestreift, siehe Taf. IX Fig. 7, was die Güte der Messungen sehr beeinträchtigt. Die Fläche $\pm 100^\circ$ selbst ist parallel der Combinationsebene mit $\pm 90^\circ$ sehr gestreift, wodurch die Orientierung auch in Betrachtungen ohne Einfluß sein erreichen wird. Die Flächen sind oft stark gekümmert, die Spaltungsfläche 100° immer ein wenig gekümmert, jedoch wegen ihrer gekrümmten und gekrümmten Beschaffenheit in der Regel schwer messbar. In der Pyramidenzone erhält man oft fast kontinuierliche Kristalle statt deutlich getrennte Individuen.

Die oben genannte Formel bildet nur folgende Typen der Ausbildung.

1. Vielstetigkeitsform der Vertikalität ausgelegte Kristalle.

Bei dieser Kristallform, welche gewöhnlich zueinander tafelförmig nach der Makrodiagonale sind, herrscht die Pyramidenfläche als einzige Begrenzung vor. Am Ende findet man entweder nur die Flächen von $\frac{1}{2}\bar{P}X$, siehe Taf. IX Fig. 1 und 2, oder ausserdem die Flächen von $\frac{1}{2}\bar{P}X$ mehr oder weniger ausgehölet, Taf. IX Fig. 3, oder diese letzteren Flächen allein, Fig. 7. Häufig findet man sowohl in der Pyramidenzone als in der Zonenzone die Wiederkommen der Flächen mit ein- und ausströmenden Winkeln, siehe Fig. 4.

Unter ähnlichen Verhältnisse nach der Vertikalität, siehe Fig. 5, geben die Kristalle dieses Typus in der folgenden über.

2. Nach der Makrodiagonale ausgelegte Kristalle.

Dieselben sind fast immer von 100° und 115° begrenzt, an beiden Seiten, wenn die Seitenflächen erhalten sind, von Pyramiden, oder, vorzuziehen, von Prismenflächen 110° oder 115° als einzige Seitenbegrenzung vor. Die Figuren 6, 10 und 11 zeigen, wie derartig begrenzte Kristalle bald als dickere und breitere, bald als ganz dünne lange Stäbe ausgebildet sind. Die von Scheerer** und König beschriebenen Kristalle gehören diesen Typus an.

Sehr häufig findet man vor einem Centrum ausstrahlend zahlreiche Massen mit derartigen langen, nach der Makrodiagonale ausgerichteten Stäben, welche Rosetten bildend, siehe Taf. IX Fig. 8.

Derartige nach der Makrodiagonale ausgerichtete Kristalle, wie die Fig. 10 dargestellte, zeigen nur sehr häufig auf der Spaltungsflächen ein-

* In den Figuren nicht angegeben, obwohl, häufiger ist.

** Scheerer's Fläche $K = a$, $Y = 1$, $a = 1$, z vielleicht $= 1$.

springende, auf den β -Flächen ausspringende Winkel, wie die Taf. IX Fig. 14 und 15 dargestellten idealen Figuren. Der einspringende Winkel ist niemals genau messbar, häufig jedoch 20° — 25° , an einem guten Krystall ca. 23° . Wenn diese Verwachsungen, wie es mir wahrscheinlich dünkt, Zwillinge sind, könnten sie entweder solche nach einem ganz flachen oder nach einem spitzen Makrodoma sein; $\{504\}5\bar{P}\infty$ fordert für den einspringenden Winkel $22^\circ 50'$. In anderen Fällen findet man aber auch ganz andere Winkel, als solche zwischen 20° — 25° ; die genauere Bestimmung dieser Bildungen muss ich deshalb unentschieden lassen.

Diese scheinbare Zwillingsbildung wiederholt sich nun mit parallelen Zonenaxen viele Male, so dass schliesslich bisweilen vollkommen cylindrische Stäbe (ich habe solche von ca. 4—2 cm Dicke bei 8 cm Länge beobachtet) resultiren (siehe Taf. IX Fig. 13). Bisweilen sind diese cylindrischen Stäbe nur zur Hälfte oder weniger ausgebildet, bisweilen zeigen sie in ihrer ganzen Länge einspringende Winkel oder Rinnen etc. Da der Durchschnitt derselben nach dem Brachypinakoid die strahlige, sternförmige Gruppierung der von diesem Centrum ausstrahlenden Spaltblättchen zeigt, gab diese cylindrische Ausbildung ursprünglich zum Namen des Minerals Veranlassung.

Spaltbarkeit. Der Astrophyllit zeigt eine sehr vollkommene Spaltbarkeit nach dem Makropinakoid der oben gewählten neuen Aufstellung; die Spaltblättchen sind spröde, nicht elastisch biegsam, wie bei den Mineralien der Glimmergruppe. Eine ganz unvollkommene Theilbarkeit wird bisweilen auch nach der basischen Fläche, welche nicht als Krystallfläche auftritt, beobachtet.

Die Schlagfigur des Astrophyllit ist, soviel mir bekannt, früher nicht untersucht worden; dieselbe lässt sich mittels eines kleinen Steenstrup-schen Apparates jedoch sehr leicht darstellen und ist überaus charakteristisch. Die Schlagfigur wird immer nur von zwei fast rechtwinklig gekreuzten Strahlen gebildet; ihr kleinerer Winkel, welcher 81° bis 85° gemessen wurde, wird von der Verticalaxe halbirt. $\frac{1}{2}P\infty$ würde $80^\circ 8'$ fordern; obwohl die beobachteten Werthe ein wenig grösser sind, dürfte es wohl wahrscheinlich sein, dass die Strahlen der Schlagfigur, welche senkrecht auf (400) zu stehen scheinen, diesem Doma entsprechen (siehe Taf. IX Fig. 12).

Durch diese charakteristische Schlagfigur unterscheidet sich der Astrophyllit sehr wesentlich von allen Mineralien der Glimmergruppe, bei welchen sich durchgehend eine Theilung nach drei oder sechs Strahlen unter 120° , resp. 60° Winkel findet.

Die optischen Verhältnisse sind früher von Des Cloizeaux, Bücking und mir untersucht worden. Die Axenebene ist nach der oben gewählten Aufstellung parallel der Basis, die spitze (positive) Bisectrix parallel der

Makroaxe; die stumpfe (negative) Bisectrix tritt also normal (oder nahezu normal) zur Spaltebene aus. Der stumpfe Axenwinkel, in Oel gemessen, zeigt bedeutende Variationen; ich fand Zahlen zwischen $114^{\circ} 37\frac{1}{4}'$ bis $123^{\circ} 28'$, $2E$ (in Luft) ca. 160° . Die Dispersion ist $\rho > \nu$ (um die stumpfe Bisectrix natürlich umgekehrt $\nu > \rho$). Der wahre Axenwinkel wurde von Des Cloizeaux auf ca. 77° geschätzt. Die Brechungsexponenten wurden von Michel-Lévy und La Croix*) bestimmt zu: $\alpha = 1,678$, $\beta = 1,703$, $\gamma = 1,733$, $\gamma - \alpha = 0,055$.

Körperfärbung lebhaft orangegelb, goldgelb bis tief bronzebraun oder orangebraun, selten bis braunschwarz; Glanz auf der Spaltungsfläche oft sehr stark, fast halbmimetisch. Die Absorption und der Pleochroismus sind ziemlich stark und auch im Dünnschliffe deutlich und oft recht kräftig hervortretend; wie ich früher nachgewiesen habe, sind die Strahlen, welche senkrecht zur Spaltungsebene schwingen, am stärksten absorbiert (Unterschied von den Glimmermineralien, ausgenommen die Glimmer der Mangano-phyllreihe), und zwar ist die Absorption für:

$$\begin{array}{ccccc} a & > & b & > & c \\ \text{tief orangeroth} & & \text{orangegelb} & & \text{citrongelb.} \end{array}$$

Betreffs der optischen Verhältnisse darf übrigens auf meine frühere Abhandlung hingewiesen werden.

Härte = 3 — 4. Spec. Gew. = 3,3 — 3,4; nach Pisani = 3,324, etwas verschieden nach der Frische und nach dem Vorkommen.

Die chemische Zusammensetzung des Astrophyllit wurde zuerst von Scheerer (I) untersucht; unter seiner Leitung führten ausserdem besonders Meinecke (II) und Sieveking (III) an derselben Substanz Analysen aus. Eine weitere (IV) wurde auch ungefähr gleichzeitig von F. Pisani publicirt; später veröffentlichte Rammelsberg (1875) noch eine neue Analyse (V). Diese sämtlichen Analysen waren an verschiedenen Vorkommnissen aus der Gegend des Langesundfjords (Brevik) gemacht; dann publicirte (1877) G. A. König eine Untersuchung (VI) des amerikanischen Vorkommens von El Paso, Colorado. Da alle älteren Analysen selbstverständlich nicht hinreichend genau sein können, und da auch die späteren erheblich von einander abweichen, schien es mir sehr wünschenswerth, eine neue Analyse unter Benutzung der verbesserten modernen analytischen Methoden zu erhalten; eine solche (VII) wurde dann gütigst von Herrn H. Bäckström ausgeführt. Für diese Analyse wurde sorgfältig gereinigtes, absolut reines und frisches Material aus Krystallen von dem Vor-

*) Dieselben Verfasser geben auch an, dass man in Schnitten parallel der Spaltungsebene »des macles rectilignes multiples, parallèle au clivage facile, ne s'éteignant pas simultanément d'une façon rigoureuse« sehen sollte: in fehlerfreien Platten habe ich nichts Derartiges bemerkt.

kommen des Inselchens Eikaholmen benutzt, ein Material, welches gewiss entschieden besser als die bis jetzt analysirten Vorkommnisse gewesen sein dürfte.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2	32,24	32,35	33,74	33,23	33,19	34,68	33,02
TiO_2	8,24	8,84	8,76	7,09	7,96	13,58	11,11
ZrO_2	—	—	—	4,97	—	2,20	3,65
Al_2O_3	3,02	3,46	3,47	4,00	4,88	0,70	0,98
Fe_2O_3	7,97	8,05	8,54	3,75	9,27	6,56	2,53
FeO	24,40	18,06	25,24	23,58	23,56	26,10	24,76
MnO	12,63	12,68	10,59	9,90	10,04	3,48	11,96
CaO	2,11	1,86	0,95	1,13	1,63	0,42	1,26
MgO	1,64	2,72	0,05	1,27	1,90	0,80	0,92
Na_2O	2,24	4,02	3,69	2,54	3,86	2,54	2,77
K_2O	3,18	2,94	0,65	5,82	5,96	5,04	5,78
H_2O	4,44	4,53	4,85	4,86	—	3,54	3,47
F	—	—	—	—	—	—	0,97
$Ta_2O_5?$	—	—	—	—	—	0,80	—
	99,05	99,54	100,44	99,11	99,22	99,91	100,18
							— 0,44
							99,77

Die Uebereinstimmung der Analysen ist, wie man sieht, nur unvollkommen; dies dürfte betreffs der älteren gewiss in den damaligen analytischen Methoden seinen Grund haben, betreffs der neueren vielleicht z. Th. in der mehr oder weniger frischen und reinen Beschaffenheit der Substanz.

Was die vier ersten Analysen betrifft, so dürfte die Trennung der Oxydationsstufen des Eisens, die Trennung der Alkalien, die Bestimmung der Titansäure etc. wenig zuverlässig sein. In der Analyse V Rammelsberg's ist weder Wasser noch Zirkonerde bestimmt. Es blieben deshalb nur die beiden Analysen König's und Bäckström's, welche einen genaueren Vergleich gestatten dürften. Die Quotientenzahlen der beiden Analysen sind:

	VI.	VII.
SiO_2	0,5780	0,5502
TiO_2	0,1697	0,1389
ZrO_2	0,0480	0,0300
Al_2O_3	0,0068	0,0095
Fe_2O_3	0,0410	0,0158
FeO	0,3656	0,3026
MnO	0,0491	0,1689
CaO	0,0075	0,0226
MgO	0,0075	0,0230
	0,4877	0,1689
	0,0478	0,0258
	0,4297	0,5171

Na_2O	0,0409	} 0,0944	0,0447	} 0,1064
K_2O	0,0532		0,0614	
H_2O	0,1966		0,1928	
F	—		0,0508	

Beim Vergleich dieser Analysen sieht man sofort, dass dieselben nicht als Metasalze von SiO_2 , TiO_2 und ZrO_2 (die beiden letzteren ersetzen einander offenbar und können nicht getrennt werden) gedeutet werden können; denn, indem wir uns erinnern, dass bei solcher Deutung $R_2O_3 = 3RO$ ist, würden, dies berücksichtigt, die Quotientenzahlen der beiden Analysen für

$RO_2 (= SiO_2, TiO_2, ZrO_2) : RO (= RO + R_2O_3) + R_2O (= Na_2O, K_2O, H_2O)$				
VI	0,7657	:	0,8638	
VII	0,7194	:	0,8943	

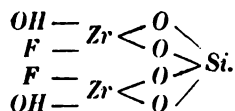
Diese Zahlen entsprechen nicht 4 : 4, sondern in VI ungefähr 7 : 8, in VII eher 7 : 9.

Man sieht sofort, dass bei dieser Deutung zu wenig Säuren vorhanden sind, und dass die Analyse VI entschieden eine saurere Zusammensetzung als VII geben würde.

Die von Scheerer, Rammelsberg, Groth u. A. angenommene Deutung des Astrophyllit als aus Metaverbindungen von SiO_2 , TiO_2 und ZrO_2 bestehend, welche ich auch selbst früher für wahrscheinlich hielt, kann demnach kaum aufrecht erhalten werden.

Viel wahrscheinlicher zeigt sich dagegen die von König aufgestellte Deutung desselben als eines Orthosilicates, in welchem TiO_2 und ZrO_2 als Basen vorhanden sind. Der Vergleich der beiden Analysen zeigt, dass RO_2 , R_2O_3 und RO einander ersetzen. Für seine eigene Analyse hat König schon die Berechnung veröffentlicht; eine geringe Modification dieser Berechnung dürfte jedoch nöthig sein, wenn in dem amerikanischen, ebenso wie in dem norwegischen Vorkommen Fluor vorhanden sein sollte. Das Wasser muss sehr fest gebunden sein, denn es geht erst beim Schmelzen vollständig weg; da Bäckström das Wasser direct bestimmte, ist Rammelsberg's frühere Annahme, dass der Astrophyllit an und für sich wasserfrei wäre, gewiss unrichtig. Ferner ist noch zu bemerken, dass der Gehalt an ZrO_2 keineswegs auf beigemengten Zirkon bezogen werden kann; eine Verunreinigung mit Zirkon findet beim norwegischen Astrophyllit kaum je statt, und das benutzte Analysenmaterial war ausserdem auf seine Reinheit sorgfältig geprüft.

Die Berechnung der Analyse Bäckström's auf ein Orthosilicat fordert auch eine befriedigende Erklärung des Fluorgehaltes; die Berechnung giebt das befriedigendste Resultat, wenn angenommen wird, dass das Fluor mit Hydroxyl an eine entsprechende Menge Zr und Ti gebunden sei in Form einer Verbindung



Unter dieser Voraussetzung dürften z. B. folgende Verbindungen im Astrophyllit von Eikaholmen angenommen werden können:

$Zr(F,OH)_2O$	0,0300	} 0,0508		
$Ti(F,OH)_2O$	0,0208			
SiO_2	0,0254			
		0,0862	$(Zr, Ti)_2(F, OH)_4SiO_4$	
TiO_2	0,1181			
SiO_2	0,1181			
		0,3362	$TiSiO_4$	
Al_2O_3	0,0095	} 0,0253		
Fe_2O_3	0,0158			
H_2O	0,0253			
SiO_2	0,0253			
		0,0759	$(Al, H)_2(SiO_4)_2$	
FeO	0,3026	} 0,5171		
MnO	0,1689			
CaO	0,0226			
MgO	0,0230			
SiO_2	0,2585			
		0,8456	$(Fe, Mn, Ca, Mg)_2SiO_4$	
Na_2O	0,0447	} 0,2458		
K_2O	0,0644			
H_2O	0,1397			
SiO_2	0,1229			
		0,3687	$(Na_2, K_2, H_2)_2SiO_4$	

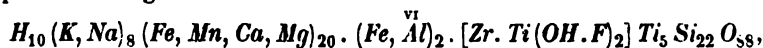
Rest 0,0268 $H_2 O$, entsprechend 0,48% $H_2 O$ zu viel gefunden.

Dass die hier angedeutete Vertheilung der Basen hypothetisch ist, versteht sich von selbst.

Es verhalten sich in Bäckström's Analyse ungefähr:

$$\begin{array}{l}
 Si : Ti : Zr : R_2^{VI} : R^{\bar{II}} : R^{\bar{I}} : H : F \\
 \text{wie} \quad 22 : 6 : 4 : 1 : 20 : 8 : 12^*) : 2
 \end{array}$$

entsprechend ungefähr der Formel:



während König für den Astrophyllit von Colorado fand:

*) Eigentlich gefunden 14.

Astrophyllit ein Orthosilicat wäre, spricht namentlich, dass sich die beiden Analysen König's und Bäckström's dadurch am Einfachsten unter einen gemeinsamen Gesichtspunkt bringen lassen.

Ueber die Ausführung der Analyse hat mir Bäckström Folgendes mitgetheilt:

»Für die Bestimmung von H_2O , F , SiO_2 , TiO_2 , ZrO_2 und Al_2O_3 wurden die bei der Mosandritanalyse (siehe unter Mosandrit) angewandten Methoden benutzt. Da Scheerer besonders hervorhebt, dass »Fluor fehlt«, dürfte es bemerkenswerth sein, dass das in meiner Analyse erhaltene Fluorcalcium beim Erhitzen mit Schwefelsäure eine sehr kräftige Fluorreaction gab. Da ferner Rammelsberg den Astrophyllit als wasserfrei annahm, mag erwähnt werden, dass sowohl bei Ausführung der Wasserbestimmung nach der von mir angewandten Methode, als auch beim Erhitzen im Kolben deutliche Wassertropfen erhalten wurden. Für die Bestimmung des Eisenoxydgehaltes wurde das Mineral in einer Platinschale mit einem kalten Gemisch von stark verdünnter Schwefelsäure und von an reducirenden Substanzen freier Fluorwasserstoffsäure behandelt, wodurch das Mineral innerhalb zweier Minuten vollständig gelöst wurde; nach Verdünnung mit Wasser wurde mittelst Kaliumpermanganat titirt. Qualitative Proben auf durch H_2S ausfallende Oxyde, wie auf Chlor, gaben negatives Resultat.«

Das Mineral ist in Säuren (ausser in Flusssäure) schwer oder nicht löslich; vor dem Löthrohre schmilzt es leicht.

Vorkommen des Astrophyllit. Der Astrophyllit ist auf den Gängen des Langesundfjords recht verbreitet, obwohl er nur selten in grösserer Masse auftritt. Die einzelnen Vorkommnisse zeigen häufig bestimmt getrennte Typen. So sind die Krystalle von Låven fast durchgehends nach der Verticalaxe ausgezogen und am Ende nur von $\frac{1}{2}\infty$ begrenzt (Taf. X Fig. 1 u. 2). Die Krystalle von Eikaholmen zeigen am Ende vorherrschend die Flächen von β und sind bald nach der Verticalaxe verlängert (Fig. 4, 6, 7), bald etwas kürzer (Fig. 9), öfters aber ungefähr wie Fig. 5 nach der Orthoaxe ausgezogen. An mehreren Vorkommnissen von Arö und den Barkevicscheeren sind strahlige Massen, wie Fig. 8 sie darstellt, häufig, ebenso auf anderen Gängen bei Barkevik die cylindrischen Viellinge (s. Fig. 13).

In der Gegend von Laurvik und Fredriksvärn scheint der Astrophyllit zu fehlen oder ist jedenfalls äusserst selten.

Ausser an den norwegischen Vorkommnissen, wo der Astrophyllit, so viel mir bekannt, ausschliesslich auf den Gängen auftritt, kommt er nach König auch bei El Paso, Colorado, vor; ich habe denselben ferner in Stufen von Kangerdluarsuk (später von Lorenzen beschrieben) und Kassa*) (später von Gürich erwähnt) beobachtet.

*) S. diese Zeitschr. 17, 212.

Der Astrophyllit ist auf unseren Gängen gewöhnlich nach dem Aegirin und vor dem Kataplekt, mit welchem er häufig zusammen vorkommt, auskrystallisiert. Die besten Krystalle sind auf alten Drusenräumen gegen Leukophan oder Analcim ausgebildet.

Zersetzungsproducte des Astrophyllit. Der Astrophyllit scheint ziemlich leicht durchgreifenden Umwandlungen unterworfen. Er wird dadurch mürber, matt und leichter biegsam, ohne zu zerspringen, und scheint Wasser aufgenommen zu haben. Durch weitere Zersetzung wird die Farbe chocoladegrau, und selbst dünne Blättchen sind ganz opak undurchsichtig; nur im Dünnschliffe wird er dann noch durchsichtig. Unter dem Mikroskop sieht man in Dünnschliffen dieses Zersetzungsproductes, dass der Astrophyllit unter sehr reichlicher Ausscheidung von Eisenoxydhydrat in eine an und für sich fast farblose Substanz umgewandelt ist; Schliffe nach der Spaltungsfläche zeigen sich fast isotrop, in convergentem Lichte mit einem fast einaxigen Axenkreuz. Schliffe senkrecht zur Spaltungsebene, parallel (040) und parallel (004) des Astrophyllit zeigen sich doppeltbrechend mit schwachen Interferenzfarben, parallel der Spaltungstracen auslöschend. Da die Zusammensetzung dieses Zersetzungsproductes nicht näher untersucht werden konnte, ist seine genaue Bestimmung nicht möglich; wahrscheinlich liegt ein eisenarmes Glied der Chloritgruppe vor.

Vergleich des Astrophyllit mit anderen Mineralien. Man hat den Astrophyllit gewöhnlich entweder mit den Mineralien der Glimmergruppe oder mit den Mineralien der Pyroxengruppe (Hypersthen) zusammengestellt.

Mit den Glimmern hat derselbe aber krystallographisch und optisch eigentlich nichts gemeinsam. Wenn z. B. Michel-Lévy und Lacroix anführen: »voisin de la forme monoclinique et pseudohexagonal à la façon des micas mt (470):(440) = 420°, so ist dies aus der Luft gegriffen. In der That ist nämlich der Winkel der Flächen mt von Michel-Lévy und Lacroix gar nicht 420° (60°), sondern 456° 45' (23° 45'), und zwei Zonen, deren Zonenaxen 420° (60°) mit einander bilden, wie bei den Glimmern, kommen beim Astrophyllit überhaupt nicht vor. Auch die Schlagfigur ist von derjenigen der Glimmerfamilie verschieden, 4(2)-theilig statt 6(3)-theilig. Die optischen Verhältnisse (namentlich die Lage der spitzen Bisectrix, die Dispersion, der Pleochroismus) sind ganz verschieden von denjenigen der Glimmer. Näher besehen ist es nur die vollkommene Spaltbarkeit, welche an die Glimmer erinnert, nichts weiter.

Auch mit den Mineralien der Pyroxengruppe ist keine einzige überzeugende Aehnlichkeit, welche eine nähere Verwandtschaft andeuten könnte, nachweisbar. Das Axenverhältniss ist gänzlich verschieden und lässt sich nur mit Zwang auf ein Pyroxenverhältniss beziehen, keine einzige Form ist gemeinsam ausser dem Hauptpinakoid und dem (beim Astrophyllit sehr

seltenen) Prisma; die Pyramiden des Astrophyllit lassen sich nicht gut mit den spitzen Pyramiden der Mineralien der Aegirin-Akmitgruppe vergleichen, da ihre Winkel und namentlich die Länge der Verticalaxe zu verschieden sind. Da auch die optischen und chemischen Verhältnisse ganz verschieden sind, finde ich keinen Grund für eine Zusammenstellung des Astrophyllit mit den Pyroxenen.

Nach meiner Ansicht ist der Astrophyllit, so viel wir bis jetzt wissen, eine gänzlich isolirte, selbständige Species ohne Verwandtschaft weder mit den Glimmermineralien noch mit den Mineralien der Pyroxengruppe.

Nephelengruppe.

36. Nephelin Haüy, Var. Eläolith, Klaproth.

1804. Chr. Fr. Schumacher, Verzeichn. d. i. d. Dän. Nord. Staat. s. f. einf. Min.
Kopenhagen 1804. S. 24.
1840. M. H. Klaproth, Beitr. z. chem. Kennt. d. Min. 5, 476.
1844. J. Fr. L. Hausmann, Reise n. Norwegen 2, 408.
1822. C. G. Gmelin, Jahrb. d. Phys. u. Chem. etc. 6, 82 (Schweiger's Journ. 36).
1826. N. B. Möller, Mag. f. Nat. 7, 492.
1827. J. Berzelius, Berz. Årsb. 26, 185.
1839. Th. Scheerer, Pogg. Ann. 46, 294.
1840. — Ebenda 49, 359.
1848. P. T. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. 22, 580 u. 544.
1849. — Neues Jahrb. f. Min. S. 770.
1854. — Skand. Naturf. Mödes Förhandl. 1854 S. 455.
1852. J. Fr. L. Hausmann, Bemerk. üb. d. Zirkonsyenit, Göttingen 1852. S. 44 ff.
1862. A. Des Cloizeaux, Man. d. Min. S. 287.
1863. Th. Scheerer, Pogg. Ann. 119, 454.
1866. Pisani, Compt. rend. 22, 4324.
1868. A. Kenngott, Uebers. etc. d. min. Forsch. 4862—65, S. 496 u. 440.
1870. F. Zirkel, Neues Jahrb. f. Min. S. 840.
1875. S. R. Paijkull, Min. Notiz. Inaug.-Diss. Stockholm 1875.
— C. F. Rammelsberg, Min.-Chem. 2. Aufl. S. 446.
1876. J. Lemberg, Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. S. 608.
1879. C. Klein, Neues Jahrb. f. Min. S. 534. Ref. in dieser Zeitschr. 5, 393.
1880. C. v. Eckenbrecher, Tschemm. min. u. petr. Mitth. 3, 20. Ref. ebenda 7, 94.
1883. J. Lemberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 35, 582 etc. Ref. ebenda 10, 608.
1885. — Ebenda 37, 968 etc. Ref. ebenda 13, 463.
1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. 9, 274. Ref. ebenda 15, 408.

Nephelin von unseren Gängen wurde wahrscheinlich zuerst von Chr. Fr. Schumacher im Anfange dieses Jahrhunderts erwähnt und unter dem Namen »Gabbronit« beschrieben; seine Worte: »Die (Abart) von graulich berggrüner Farbe findet sich in dem grob- und grosskörnigen Syenit (welcher aus gemeiner Hornblende, gemeinem Feldspath und labradorischem Feldspath besteht) eingesprengt bey Friederichsvärn in Norwegen« beweisen, dass er Handstücke des bekannten alten Vorkommens des grünen Eläolith von Fredriksvärn vor sich gehabt haben muss. Schon 1840 wurde dasselbe Vorkommen von M. H. Klaproth, welcher für unser Mineral den von Karsten eingeführten Namen Eläolith (statt des älteren Namens Fettstein von Werner 1808, pierre grasse Haüy's 1809) aufnahm, analysirt.

zu sein scheinen«. Zirkel hat 1870 eine ausführliche Beschreibung der von ihm angestellten mikroskopischen Untersuchung des Eläolith gegeben. Er erklärt dabei die Farbe der grünlichgrauen und lichtbläulichgrünen Eläolithen von Laurvik und Fredriksvårn durch zahlreiche mikroskopische Einschlüsse von Hornblende. Nach seiner Beschreibung wäre diese Hornblende »nicht sowohl in nadelartigen prismatischen Krystallen, als vielmehr in niedrigen platten Säulen, in fast lamellenartigen Gebilden vorhanden«. Ich habe selbst mit Sicherheit eines der von Zirkel erwähnten Vorkommnisse, das alte Vorkommen des bläulichgrünen Eläolith von Laurvik, untersucht; seine Beschreibung ist im Wesentlichen correct, seine Bestimmung des grünen Minerals als Hornblende, welche später in die Lehrbücher*) aufgenommen wurde, ist aber unrichtig. Die »niedrigen platten Säulen« gehören nämlich nicht der Hornblende, sondern einem Mineral der Glimmer- oder der Chloritgruppe an. Das stark pleochroitische Mineral (gelblich-blaugrün) zeigt sich nämlich in den hexagonalen Lamellen, welche Winkel von genau 120° zeigen, einaxig oder fast einaxig ohne Spaltbarkeit, ferner in darauf senkrechten linealförmigen Schnitten mit einer ausgezeichneten Spaltbarkeit parallel der Blattebene versehen, parallel welcher die Auslöschung stattfindet; der parallel diesen Spalttrissen schwingende Strahl ist am stärksten absorbiert etc. etc. Welches Mineral, ob ein Glimmer- oder Chloritmineral, hier vorliegt, konnte fehlenden Materialien wegen nicht sicher entschieden werden**). Dies Mineral ist, wie Zirkel es beschrieben hat, mit der Blattebene parallel sowohl der Basis als den Prismenflächen orientiert. Ausser diesem unbestimmten, wahrscheinlich der Chloritgruppe angehörigen Mineral — denn die charakteristische grünblaue Absorptionsfarbe ist mir nicht von Biotiten bekannt — findet sich in einem Präparat in ganz kleiner Menge daneben ein zweites blaugrünes Mineral, welches schiefe Auslöschung zeigt und wahrscheinlich Arfvedsonit sein dürfte; irgend welche Begrenzung oder Spaltbarkeit, welche genauer orientieren könnte, habe ich in den wenigen Durchschnitten dieses Minerals nicht entdecken können. Die grüne Farbe rührt jedenfalls nicht von diesem ganz spärlich auftretenden, sondern von dem ersten in reichlicher Menge vorhandenen Mineral her.

Ausser von diesen grünen Mineralien ist der grüne Eläolith von Laurvik voll von unregelmässigen, langgestreckten, längs der Verticalaxe angeordneten Einschlüssen eines isotropen, schwach rüthlich oder blauviolett gefärbten, recht stark lichtbrechenden Minerals, welches sich bei näherer Untersuchung als Flussspath erwies; neben demselben und auch in dem

*) S. auch v. Eckenbrecher l. c. S. 31.

**) Da eine sehr ähnliche Substanz auch als Einschluss in anderen Mineralien unserer Gänge, namentlich im Eisennatrolith, recht verbreitet ist, so dürfte dieselbe vielleicht wie in diesem Minerale als eine Stilpnomelan-ähnliche Substanz aufzufassen sein.

Flussspath sind zahlreiche Massen von langen sackförmigen oder nadelförmigen, doch auch unregelmässig verzweigten Flüssigkeitseinschlüssen angehäuft, welche bisweilen, nicht immer, eine kleine bewegliche Libelle zeigen; auch die Flüssigkeitseinschlüsse zeigen eine schwach röthliche Farbennuance. Seltener sind lange Gasporen, welche bisweilen regelmässig hexagonale Begrenzung zeigen, lange Stäbe von Schwefelkies, Blättchen eines zeolithischen Minerals, und staubfeine opake Einschlüsse, deren Natur nicht bestimmt werden konnte. Von Interesse scheint die reichliche Imprägnation mit Flussspath; auch in der nächsten Umgebung des Eläolith in den Stufen von Laurvik ist zum Theil violblauer Flussspath recht reichlich vorhanden und füllt feine Wachsthumzonen in dem Eläolith selbst in Form hauchdünner violetter Häute aus, nach welchen jener leicht zerfällt*).

In gewissen Vorkommnissen des grünen Eläolith sind die erwähnten Interpositionen so zahlreich, dass die Dünnschliffe nach ∞P bei schwacher Vergrößerung stellenweise ganz faserig parallel der Verticalaxe gestreift aussehen. Es ist ganz unzweifelhaft, dass Zirkel mit vollkommenem Rechte schliesst, »dass es die Interponirung der fremden Körperchen ist, wodurch der charakteristische Fettglanz dieser Varietät erzeugt wird«.

In dem graulichbraunen Eläolith von Fredriksvärn finden sich nach Zirkel »ganz ungeheure Mengen von mikroskopischen Einschlüssen einer jedenfalls der Hauptsache nach wässerigen Flüssigkeit. ... Längs Spalten ist die Eläolithsubstanz etwas molekular verändert. ... Stellenweise ist diese Neubildungssubstanz durch Eisenoocker schwach bräunlichroth gefärbt und hierdurch, sowie durch die auch sonst in dieser Eläolithvarietät vertheilten Eisenoxydhydratkörnchen und -blättchen, wird die Farbe derselben hervorgebracht.« Dieser Erklärung der rothen Farbe des Eläolith kann ich ganz beistimmen; dagegen habe ich eigentlich nicht die Menge der Flüssigkeitseinschlüsse auffallend grösser in der rothen als in den grünen und grauen Varietäten gefunden; recht reichlich sind sie an den meisten Vorkommnissen überall und dürften neben den in geringerer Menge auftretenden Gasporen und offenen Poren die Ursache des Fettglanzes des Eläolith sein, wie auch Zirkel für die rothen Varietäten angenommen hat.

Der Unterschied zwischen Eläolith und Nephelin sollte wesentlich in dem fettartigen Glanze und der geringeren Durchsichtigkeit des ersteren bestehen; da diese Verhältnisse wieder auf die Einschlüsse zurückzuführen sind, wären es demnach wesentlich die Einschlüsse, welche den charakteristischen Unterschied bestimmen; die reine Eläolithsubstanz und die

*) Zirkel erwähnt »in dem graulichbraunen Eläolith aus dem südnorwegischen Zirkonsyenit unregelmässig begrenzte, ziemlich dicke mikroskopische Körner von bläulichvioletter Farbe, welche gewiss Sodalith sind«; auch diese sind zweifelsohne Flussspath gewesen.

reine Nephelinsubstanz sind nicht verschieden. In der That habe ich auch von einem Gange der Insel Klein-Arø kleine Krystalle erhalten von weisser Farbe, welche eher dem Nephelin, als dem Eläolith zugerechnet werden müssen; auch die oben erwähnte Stufe mit vollkommener Spaltbarkeit nach *OP* zeigt Glasglanz, nicht Fettglanz. Der Unterschied beider Varietäten derselben Substanz scheint mir deshalb nicht so wesentlich, dass ich die Eläolith-führenden Gesteine unserer Gegend als Eläolithsyenite bezeichnen möchte; vielmehr scheint es mir natürlich, das Gestein nach dem Hauptnamen unseres Minerals, Nephelin, als Nephelinsyenit zu bezeichnen.

Die Härte des Eläolith variirt etwas mit der Frische des Minerals; in unzersetzten Varietäten ist dieselbe, wie bekannt, ungefähr 5,5—6. Das specifische Gewicht wurde von Scheerer für den bräunlichen Eläolith von Brevik zu 2,647 (1839), für den braunen und für den grünen Eläolith von Fredriksvärn (1840) zu 2,64 angegeben; damit übereinstimmend fand ich für den grünen Eläolith von Laurvik 2,642.

Ueber die chemische Zusammensetzung des norwegischen Eläolith liegen aus alter Zeit eine bedeutende Anzahl Analysen vor; dieselben sind in folgender Tabelle zusammengestellt.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
	Klaproth:	C. Gmelin:	Scheerer:	Scheerer:	Thiele:	Lemberg:	Scheerer:
SiO_2	46,50	44,49	45,23	45,53	44,67	45,40	44,45
Al_2O_3	30,25	34,42	32,66	32,06	34,49	33,28	34,92
Fe_2O_3	1,00	0,65	0,56	1,44	1,16	—	1,10
CaO	0,75	0,52	0,33	0,40	0,87	—	0,28
MgO	—	0,69	—	—	0,56	—	—
K_2O	18,00	4,73	5,66	4,76	5,04	5,05	5,17
Na_2O		16,88	15,74	15,97	15,23	16,36	15,74
H_2O	2,00	0,60	0,64	0,78	0,84	0,70	2,07
	98,50	102,68	100,76	100,94	99,80	100,49	100,70

I, II und III sind Analysen des grünen Eläolith von Fredriksvärn von Klaproth (1810), G. Gmelin (1822) und Scheerer (1839); IV von dem braunen Eläolith von Fredriksvärn ist Mittel einer Analyse von Scheerer und einer Analyse von Francis (1840), V von derselben Varietät von Thiele (bei Scheerer Pogg. Ann. 1839); VI von Fredriksvärn, Lemberg (1876); VII ist Mittel von drei Analysen des braunen Eläolith von Brevik (Scheerer 1840).

Da die mikroskopische Untersuchung bestimmt beweist, dass alle Eläolithvorkommnisse unserer Gänge zahlreiche Interpositionen fremder Substanzen (eines chloritischen Minerals, Eisenoxydhydrat, Flussspath, Flüssigkeiten) führen, schien es mir unnütz, neue Analysen dieser Vorkommnisse zu veranlassen, um zuverlässigere Resultate über die Zusammensetzung unserer Eläolithe zu erhalten. Die Ergebnisse der Versuche

Dölter's*), ferner die neueren Analysen Rauff's**) und Rammelsberg's***) machen es ja wahrscheinlich, dass dieselben als Mischungen von $m[\text{Na}_3\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}] + n[\text{K}_2\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}]$ aufzufassen sind, worin das erste Silicat $\text{Na}_3\text{Al}_3[\text{SiO}_4]_3$ (s. oben unter Sodalith) aber stark vorherrscht oder selbst allein*) auftreten kann. Scheerer gab (Pogg. Ann. 49, 369) an, dass mehrere der erwähnten Eläolithvorkommnisse Spuren von Chlor und Schwefelsäure zeigen.

In nahem Zusammenhange mit der ursprünglichen chemischen Zusammensetzung stehen die verschiedenen Umwandlungsvorgänge des Eläolith; ich habe auf unseren Gängen folgende Umwandlungen desselben beobachtet:

1. Umwandlung des Eläolith in dichten Sodalith.

Schon Weibye erwähnte (1849, l. c. S. 770), dass »in dem derben Eläolith, theils als kugelige, im Innern gewöhnlich excentrisch-strahlige Partien eingeschlossen, theils denselben als eine Rinde umgebend, findet sich ein schön lavendelblaues, ins Grüne, Braune und Graue übergehendes dichtes Mineral«; dies Mineral, welches Weibye zum Theil als Glaukolith bezeichnete, ist, wie die späteren Analysen zeigen (s. Sodalith), dichter Sodalith. Einen Beweis dafür zu liefern, dass die eigenthümlich chalcodonartig aussehenden concentrisch-schaligen Massen, welche im Eläolith oder an denselben angrenzend auftreten, in der That aus dem Eläolith selbst gebildet sind, ist nicht leicht zu liefern; die Beobachtungen, welche darauf deuten, werden unten mitgetheilt, im Zusammenhange mit der folgenden Umwandlung des Eläolith.

2. Umwandlung des Eläolith in Analcim.

In ganz analoger Weise, wie die Umwandlung des Eläolith in Sodalith, erscheint auch sehr häufig eine Umwandlung des Eläolith in Analcim. Auch dabei bilden sich concentrisch-schalige Massen, oft ebenso dicht und amorph aussehend, wie die Sodalithschalen. Ein derartiges Umwandlungsproduct des Eläolith von Sigtesö, welches in abwechselnden, grün- und graulich-weiss gefärbten Schalen auftritt, nannte Esmark: Euthallit; es wurde von Pisani analysirt und von Des Cloizeaux†) beschrieben: »Cette substance, d'un blanc verdâtre ou d'un gris violacé, se présente ordinairement en nodules à couches concentriques alternativement blanchâtres ou verdâtres au milieu de l'élaéolite de Brevig. . . . Sa texture est compacte, avec une cassure esquilleuse, mate; etc.« Pisani's Analyse gab:

*) Diese Zeitschr. 9, 324.

**) Diese Zeitschr. 2, 445 und Inaug.-Diss. Bonn 1878.

***) Monatsber. d. Berl. Akad. 1876.

†) A. Des Cloizeaux, Man. d. Min. 2, 1, S. XXXIX.

SiO_2	55,8
Al_2O_3	24,4
Na_2O	12,8
H_2O	8,8
	<hr/> 401,5

Diese Umwandlung des Eläolith in Analcim lässt sich nun schwierig von derjenigen in Sodalith ohne Analysen unterscheiden, um so mehr, weil beide oft zusammen auftreten. Da ich sowohl Originalstufen der Weibyeschen Sammlung von seinem Glaukolith, welcher später von v. Borc analysirt wurde, als eine Originalstufe des »Euthallit« Esmark's untersuchen konnte, und ausserdem selbst von einem gemischten Vorkommen beider Umwandlungen von Klein-Arö, dessen Sodalith von Bäckström und dessen Analcim in Prof. Widmann's Laboratorium von den Herren Johnsson und Langlet analysirt wurden (s. bei Analcim), reichliches Material gesammelt hatte, versuchte ich durch die Untersuchung einer grösseren Anzahl Präparate dieser Vorkommnisse, sowie der umgewandelten, von Weibye erwähnten Krystalle von Låven den Gang der Umwandlung näher zu studiren.

Auf einem kleinen Gange der Insel Lille-Arö (Klein-Arö) war der in faust- bis kopfgrossen Massen reichlich vorhandene, grünlichgraue Eläolith stellenweise erfüllt von derartigen krummschaligen Bildungen wie die oben erwähnten; die schaligen Massen, welche einen concentrischen Bau besaßen, zeigten in den gesammelten Stufen oft halbkugelige oder nierenförmige Einbuchtungen in der Eläolithmasse von einigen Centimetern bis Decimetern Durchmesser. Sehr regelmässig grenzt an die frische Eläolithsubstanz erst eine lebhaft blaue, seltener grünliche Zone von 2—10 mm Dicke, dann eine oder mehrere weisse Zonen, welche in grössere angrenzende, zusammenhängende Massen von weissem, grosskörnigem Analcim übergehen. Die erste, die blaue Zone, besteht nach Bäckström's Analyse (siehe Sodalith) aus dichtem Sodalith, die zweite weisse Zone aus Analcim. Eine ganz kleine halbkugelige Einbuchtung mit den beiden Zonen von Sodalith (2) und Analcim (3) ist nach einer Stufe in natürlicher Grösse in Taf. X Fig. 5 dargestellt; auch in dieser Stufe gewahrt man schon makroskopisch, zwischen der blauen Sodalithzone und dem Eläolith (E) eine ganz schmale Zone (4), welche fein radial gestreift erscheint. Taf. X Fig. 7 stellt in doppelter Grösse einen Dünnschliff desselben Vorkommens dar: E ist ein Querschnitt einer ganz gerundeten Ausbuchtung der Eläolithmasse, um welche die verschiedenen Zonen sich conform abgesetzt haben. Die mikroskopische Untersuchung zeigte, dass der Eläolith voll von Einschlüssen von Sodalith ist, welche vielleicht secundär sein dürften; die Sodalitheinschlüsse sind nämlich augenscheinlich längs Spaltungsflächen des Eläolith abgesetzt und scheinen vorerst gebildete Hohlräume, welche an Schnittlinien der Spaltungsflächen nach ∞P und $0 P$ durch Weglösen der Eläolith-

substanz hinterlassen wurden, ausgefüllt zu haben; in der Mitte derselben, ringsherum von Sodalith eingeschlossen, finden sich oft kleine Körnchen eines dem Aegirin ähnlichen grünlichen Pyroxenminerales; eben der Umstand, dass dasselbe Mineral in ähnlichen spitzen Körnchen auch in einigen der den Eläolith umgebenden Zonen als Neubildungsproduct vorkommt, scheint dafür zu sprechen, dass die betreffenden Einschlüsse im Eläolith hier secundär sein dürften. Unmittelbar an den Eläolith stösst zuerst eine klare, äusserst dünne Zone (0) von Sodalith, dann eine ungefähr $\frac{1}{2}$ mm breite opake, radialgestreifte Zone (1), welche sich unter dem Mikroskope zwischen gekreuzten Nicols als aus einem rhombischen Zeolith, wahrscheinlich Natrolith, mit Sodalith gemengt, bestehend zeigt; auch Aegirinkörnchen und winzige Schuppen eines grünen chloritischen Mineral (vergl. Eisennatrolith, grünen Eläolith von Laurvik etc.) sind in dieser Zone zerstreut. Die nächste Zone (2) besteht aus blauem, unter dem Mikroskope farblosem Sodalith, welcher wesentlich nur durch Stäbchen des Aegirin-ähnlichen Pyroxens und ein wenig des erwähnten rhombischen Zeolith verunreinigt ist; diese Zone wurde von Bäckström analysirt; das Analysenmaterial liess sich nicht absolut rein herstellen, weshalb die Analyse auch nicht mit der Sodalithformel absolut genau stimmen konnte. Die nun folgende Zone (3) zeigt unter dem Mikroskope zwischen gekreuzten Nicols ein äusserst buntes Mosaik; in einer isotropen Grundmasse (Sodalith?) finden sich reichlich Körnchen eines schwach doppeltbrechenden Mineral, welches zweifelsohne Analcim ist, Stäbchen von Thomsonit (sicher nachgewiesen), Natrolith (?), welche stellenweise eine gewisse Radialfaserung hervorbringen, und etwas grössere, unregelmässige Knauern etc. des erwähnten Aegirin-ähnlichen Mineral. Die darauf folgende Zone (4) ist wieder vorherrschend isotrop, graulichweiss, und besteht aus Sodalith mit zahlreichen Nadeln, Knauern etc. des Aegirin-ähnlichen Pyroxens; stellenweise dringen strahlige, durch ihre lebhaften Interferenzfarben charakterisirte Faserbündel von Thomsonit in die Sodalithmasse hinein. Ausserhalb dieser Zone endlich folgt weisser Analcim (A), welcher sich wie gewöhnlich doppeltbrechend zeigt.

An diesem Vorkommen bemerken wir also, dass der Sodalith an den Eläolith am nächsten angrenzt.

Betrachten wir zum Vergleich Präparate der Esmark'schen Originalstufe des »Euthallit«: Die erste Umwandlungszone, welche unmittelbar an den Eläolith angrenzt, ist auch hier eine schmale (ungefähr 1 mm breite) Zone eines radialfaserigen Zeolith, in diesem Falle Natrolith (Axenebene parallel der Verticalaxe), dessen Fasern zu der Grenzebene senkrecht angeordnet sind; zwischen den Fasern isotrope Substanz, und ausserdem äusserst reichlich zerstreute winzigste Schuppen eines grünen chloritischen Mineral (vergl. Eisennatrolith, grüner Eläolith etc.), welcher die ganze Zone makroskopisch grün färbt. Genauer besehen löst sich diese Zone in eine grosse Anzahl,

stellenweise mehr als zehn, concentrische Zonen auf. Ausserhalb dieser Zone folgen mehrere breite isotrope oder nur schwach doppeltbrechende Zonen mit zahlreichen Einschlüssen eines hellgelblichen Pyroxens in spiessförmigen Kryställchen; da der Auslöschungswinkel dieses Pyroxens sehr klein ist, muss er dem Aegirin nahe stehen, der lichten Farbe wegen indessen eisenärmer sein. Diese Kryställchen sind stellenweise in ungeheurer Menge in allen Grössen von den winzigsten Nadelchen bis zu einige Hundertel-Millimeter dicken Stäben, oft einigermaßen regelmässig, in kreuz- und gitterförmigen Aggregaten angehäuft; wo sie am reichlichsten auftreten, verleihen sie den Zonen makroskopisch eine gelblichgrüne Farbe, welche eben den von Esmark diesem Vorkommen gegebenen Namen veranlasste (zu und θαλλός = junger grüner Zweig *)). Diese isotropen Zonen, welche ausserdem von radialstrahligen, rhombischen Zeolithen (Natrolith und Thomsonit) stellenweise durchspickt sind, bestehen nach Pisani's Analyse aus Analcim, welcher also hier dieselbe Rolle, wie im vorigen Falle der Sodalith, spielt. Dass übrigens auch hier in dem Euthallit stellenweise Sodalith auftritt, ist recht wahrscheinlich; unter dem Mikroskope sind beide Mineralien in dieser Ausbildung als dichte, isotrope, schalige Massen ohne Spaltbarkeit kaum zu unterscheiden; auch der Brechungsexponent beider Mineralien ist ja fast genau derselbe. Doch dürfte selbst der dichte Analcim wohl in den meisten Fällen zum Unterschiede von Sodalith eine schwache Doppelbrechung zeigen.

Der sogenannte Glaukolith Weibye's (siehe Sodalith), welcher »in nierenförmigen und knolligen Partien« auf Låven vorkam, zeigte sich unter dem Mikroskope aus isotropem, dichtem Sodalith ohne Spaltbarkeit bestehend; die Grenze gegen den Eläolith ist in den mir vorliegenden Stufen (darunter Weibye's Originalstufe) durch eine ungefähr $\frac{1}{4}$ mm breite, tief rostfarbige Grenzlinie markirt, längs welcher sehr reichlich Eisenoxydhydrat ausgeschieden ist; dieselbe Substanz dringt auch auf Spalten in den Eläolith hinein und giebt demselben hier längs der Grenze eine matte, ziegelrothe bis tiefrothe Farbe. Ferner befindet sich längs der Grenze eine schmale Zone von radialstrahligem Thomsonit; dieser wurde später als der dichte Sodalith gebildet, da er auch auf Spalten in demselben reichlich abgesetzt ist. In dem blauen Sodalith selbst sind übrigens reichlich hell gelbgrüne Säulchen eines Aegirin-ähnlichen Pyroxens, ferner Strahlen von Thomsonit und Albit zerstreut. Die matt graublaue Farbe scheint damit in Verbindung zu stehen, dass grössere Partien selbst unter dem Mikroskope oft fast opak erscheinen in Folge reichlicher Imprägnation mit einem, selbst bei der stärksten Vergrösserung nicht auflöslichen, staubartigen Pigment.

Auf Låven, wie auch seltener an anderen Vorkommnissen, findet man

* Esmark schrieb den Namen fälschlicher Weise »Eutolith«.

scharf begrenzte Krystalle von rothem Eläolith, von deren äusseren Begrenzungsflächen aus in grösserer oder geringerer Ausbreitung concentrisch-schalige, Chalcedon-ähnliche, halbkugelige Massen, gewöhnlich von weisslich-grauer oder von hellröthlicher Farbe, nach dem Inneren hin die Eläolithsubstanz ersetzt haben; bisweilen bestehen kleinere Krystalle ganz und gar aus derartigen kugeligen Massen, wenn auch die äussere Begrenzung ausgezeichnet erhalten ist. Taf. X Fig. 9 stellt in doppelter Grösse einen Längsschnitt eines derartigen Krystalles von Låven dar. Die linke obere Hälfte zeigt noch die unversehrte Eläolithsubstanz (E), welche im unteren Theile des Krystalles vollständig von den erwähnten concentrisch-schaligen Massen ersetzt worden ist. Die erste Schale (0) ist eine äusserst dünne, isotrope Schicht von Sodalith, welche mit scharfer Grenze an den Eläolith angrenzt; die nächste Schale (1) zeigt sich schon makroskopisch radial gestreift, grünlich gefärbt; sie besteht aus einem feinstenglichen, rhombischen Zeolith (wahrscheinlich Natrolith), gemengt mit Sodalith und vollgepropt von Einschlüssen (ca. 0,02 mm gross) des oben mehrmals erwähnten chloritischen Mineralen, sowie von Aegirinstäbchen. Die nächste Zone (2) ist eigentlich zusammengesetzt aus zahlreichen, stellenweise bis 15, äusserst dünnen Zonen eines isotropen Mineralen, welches mit hell grünlichgelb gefärbten Nadeln eines Aegirin-ähnlichen Pyroxens kreuz und quer durchspickt und durch ein staubartiges, graues Pigment etwas opak ist. Die schon beschriebenen Zonen besitzen, wie wir gesehen haben, dieselbe Beschaffenheit, wie die in Fig. 7 nach der Untersuchung des Vorkommens von Klein-Årö unterschiedenen Zonen; dasselbe gilt nun auch für die folgende Zone 3, auf welche die oben gegebene Beschreibung auch hier angewendet werden kann. Die Zone 4 der Fig. 7 ist hier in Fig. 9 durch die ganze Hauptmasse des unteren Theiles unserer Pseudomorphose repräsentirt; dieselbe besteht aus derbem, isotropem Sodalith, stellenweise mit graulichweiss opaken Partien. Zwischen 3 und 4 und im unteren Theile von 4 verlaufen faserige, verzweigte Bündel von Thomsonit, welche vielleicht von späterer Bildung sind; die untere Begrenzung der Eläolithkrystalle ist weniger vollkommen; eine angrenzende Masse von strahligem Natrolith und Thomsonit setzt sich über die ursprüngliche Begrenzungsfläche in die Sodalithsubstanz hinein; eine Grenze ist jedoch insofern markirt, als in dem früher dem Eläolithkrystall angehörigen Raume isotroper Sodalith, erfüllt von unzähligen Nadeln und selbst etwas grösseren Prismen von Aegirin, vorherrscht. Dass die graue und röthlichweisse Substanz hier wirklich Sodalith ist, wurde durch mikrochemische Reaction auf Chlor (mit Schwefelsäure etc., und Thalliumsulfat) nachgewiesen. Es erübrigt nur, auf die krummschaligen Massen rechts und oben aufmerksam zu machen; auch diese zeigen einen zonaren Bau, bestehen aber z. Th. aus opaken Schalen; sie sind durch und durch isotrop; ihre Substanz scheint kein Chlor zu führen, ist also wohl

Analcim. Oben rechts stösst ein grosses Aegirinbruchstück (Æ) an den Eläolith; auch längs desselben ist isotroper Sodalith abgesetzt.

Bei weiterer Zersetzung sind in derartigen Pseudomorphosenbildungen stellenweise kugelige oder halbkugelig schalige Massen einer mehlweissen erdigen Substanz, welche leicht zerfällt und wahrscheinlich eine kaolinartige Zusammensetzung hat, entstanden; dieselbe lässt oft Hohlräume offen, bisweilen ist sie aber fester und lässt sich schleifen; im Dünnschliffe erscheint dieselbe ganz opak; sie scheint durch die Zersetzung des Analcims entstanden.

Betrachten wir nun die Umwandlungsprocesse, deren Resultate wir oben beschrieben haben, näher, so müssen wir natürlich fragen, wie die Umwandlung eigentlich vor sich gegangen ist. Es scheint mir nach dem ganzen Befund der Beobachtungen wahrscheinlich, dass die Umwandlungsprocesse recht verschiedenartig sind von denjenigen, aus welchen z. B. die Umwandlung des Eläolith oder des Sodalith in Spreustein resultirte. Während wir uns bei letzterem Beispiel vorstellen müssen, dass die Eläolith- oder Sodalithsubstanz durch Aufnahme von Wasser etc. allmählich von aussen nach innen an Ort und Stelle in Spreustein (Natrolith, Diaspor etc.) umgesetzt wurde, muss im vorliegenden Falle, aller Wahrscheinlichkeit nach, zuerst die Eläolithsubstanz nach und nach in der ganzen Ausdehnung der Pseudomorphose vollständig aufgelöst worden, also offene Hohlräume gebildet worden sein, welche erst nachträglich von neu abgesetzter Substanz ausgefüllt wurden. Für diese Auffassung spricht bestimmt die Beschaffenheit der scharfen Grenzfläche zwischen dem unveränderten, ungelösten Eläolith und den neugebildeten Umwandlungszonen; während bei der Umwandlung in Spreustein oder in Kaliglimmer die zersetzenden Lösungen längs den Spaltungsflächen eingedrungen sind, und nach allen Seiten hin die Grenzen zwischen den neugebildeten Mineralien und dem Eläolith unregelmässig verlaufen, haben wir hier gleichmässig ausgehöhlte Grenzflächen und abgerundete Conturen. Bisweilen finden wir auch die durch Weglösen der Eläolithsubstanz ursprünglich gebildeten Hohlräume noch theilweise offen, wie z. B. in einer Taf. X Fig. 8 abgezeichneten Partie einer Stufe von Låven. Wir können hier folgende Reihenfolge der Mineralbildung feststellen: zuerst ist die aus Eläolith (E), Feldspath (F), Aegirin etc. bestehende Gangmasse auskrystallisirt; diese erste Krystallisation hat noch von Krystallflächen des Eläolith, Feldspath etc. begrenzte Hohlräume offen gelassen; in diesen Hohlräumen ist u. a. der Leukophan (L) abgesetzt und hat dabei theils die Hohlräume vollständig ausgefüllt, theils noch in geringerer Ausdehnung offen gelassen. Wahrscheinlich in Verbindung mit der Leukophanbildung oder kurz nach derselben ist der leicht angreifbare Eläolith theilweise gelöst worden und hat dabei die eigenthümliche Beschaffenheit seiner Grenzflächen erhalten. Nachträglich ist Schicht für



Schicht Sodalith, Thomsonit und Sodalith, Analcim in Schalen conform mit der Oberfläche des Eläolith abgesetzt, und zuletzt die gebildeten Hohlräume in der Regel vollständig oder weniger vollständig von gröber krystallinischem Analcim ausgefüllt worden; wo die Füllung wie in dem Fig. 8 dargestellten Falle weniger vollständig ist, hat der Analcim an den Hohlräumen die Wände in gut begrenzten Krystallen ausgekleidet. Dass die Leukophanbildung stattgefunden hat, ehe der Eläolith die ausgenagten, ausgehöhlten Oberflächenformen erhielt, beweisen mehrere theilweise oder ganz in Sodalith und Analcim umgewandelte, mit Krystallflächen scharf begrenzte Eläolithpseudomorphosen, welche von Leukophan umgeben sind.

Die oben ausführlich beschriebenen Pseudomorphosen sind also eigentlich Ausfüllungspseudomorphosen von Sodalith und Analcim etc. nach Eläolith; nichtsdestoweniger scheint jedoch der Eläolith selbst zum wesentlichsten Theile das Material der neugebildeten Mineralien abzugeben zu haben. Die Auflösung des Eläolith geschah nachweislich nach dem Absatz des Leukophan und anderer Fluor-haltiger, mit dem Leukophan gleichzeitig gebildeter Mineralien*); es ist daher wahrscheinlich, dass eben nach der Leukophanbildung fluor- und chlorhaltige Lösungen, welche vorzugsweise die leichter zersetzbaren Mineralien Eläolith und Sodalith angreifen mussten, auf den Gängen circulirt haben; derartige Lösungen waren es vielleicht, welche zuerst die Eläolithkrystalle aushöhlten und nachträglich bei ein wenig geänderten Bedingungen in den gebildeten Hohlräumen zuerst wesentlich Sodalith absetzten. Dass durch die Einwirkung kochsalzhaltiger Lösungen auf Eläolith Sodalith gebildet werden kann und in der Natur gebildet worden ist, war schon früher bekannt. 1872 wurde diese Auffassung für die Erklärung einer Pseudomorphose von Sodalith nach Nephelin vom Monte Somma von G. Strüver hervorgehoben. Strüver hat bei dieser Gelegenheit auch die Vermuthung ausgesprochen, dass diese von ihm für die erwähnte Pseudomorphose vom Monte Somma aufgestellte Auffassung wahrscheinlich auch das häufige Vorkommen von Sodalith neben Nephelin in Gesteinen älterer Formationen, wie »im Syenit von Lamö in Norwegen« erklären dürfte**).

Später hat J. Lemberg auch durch Behandlung des Eläolith mit Kochsalz eine Substanz von der Zusammensetzung des Sodalith erhalten; er operirte theils in der Weise, dass Eläolithpulver in geschmolzenes NaCl eingetragen und kurze Zeit ($\frac{1}{4}$ — $1\frac{1}{4}$ Stunde) bei Rothgluth bis Weissgluth darin erhitzt wurde***), theils wurde Eläolithpulver längere Zeit (6 Monate)

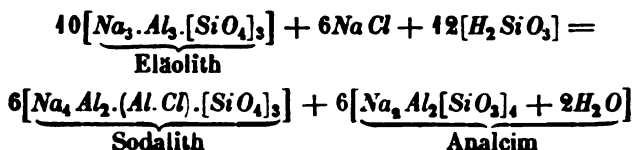
*) An mehreren Vorkommnissen auf Stokö und Arö spielt der Melinophan die gleiche Rolle, wie der Leukophan.

**) G. Strüver, *Sodalite pseudomorfa di Nefelina del Monte Somma*; Torino 1872; s. auch J. R. Blum, *Die Pseudomorphosen etc.* 4. Nachtrag, Heidelberg 1879, S. 24.

***) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1876, 28, 602.

mit 20%iger, $NaCl$ -haltiger Natronlauge bei 400° auf dem Dampfbade behandelt*). Es scheint mir nach dem näheren Studium der zahlreichen Stufen, welche die oben beschriebene Sodalithneubildung in ausgelaugten Eläolithmassen und -krystallen zeigen, wahrscheinlich, dass der letzte Versuch Lemberg's eine nahe Analogie mit den auf unseren Gängen stattgefundenen Vorgängen haben müsse. Auch hat F. W. Clarke**) für das amerikanische Vorkommen von Litchfield, Maine, angegeben, dass der Sodalith an diesem Vorkommen wahrscheinlich auf Kosten des Eläolith gebildet sei (»probably originated from elaeolite«).

Es ist hier hervorzuheben, dass in den Fällen, in welchen der Sodalith und der Analcim als Zersetzungsproducte des zerstörten Eläolith auftreten, der Analcim zuletzt gebildet ist. Wenn wir von der oben gemachten Annahme, dass der zuletzt erwähnte Versuch Lemberg's eine Analogie mit den auf unseren Gängen stattgefundenen Umsetzungen darbieten dürfte, ausgehen wollen, könnte die Sodalith- und Analcimbildung aus dem Eläolith durch folgendes Schema***) veranschaulicht werden:



Man sieht leicht ein, dass hier eigentlich zwei Prozesse vereinigt sind: durch Hinzutreten von $NaCl$ die Sodalithbildung, durch Hinzutreten von Kieselsäurehydrat die Analcimbildung; diese beiden Prozesse haben aber sicher nicht gleichzeitig, sondern nach einander, die erstere noch bei etwas höherer, die zweite bei etwas niedrigerer Temperatur stattgefunden.

Es ist natürlich nicht meine Absicht, zu behaupten, dass diese schematische Darstellung für die thatsächlich stattgefundenen Umsetzungen einen exacten Ausdruck gebe; diese sind in der That gewiss complicirtere gewesen. Erstens wurden auch noch andere Producte der Umsetzung, welche hier nicht berücksichtigt sind, gebildet, in erster Linie Hydronephelit (s. unten), Natrolith, Thomsonit und dann ein sehr eisenarmes Glied der Aegiringruppe mit relativ hellen Absorptionsfarben, im übrigen aber mit den Eigenschaften des Aegirin, ferner (in geringer Menge, deshalb wie der Hydronephelit oben nicht erwähnt) Diaspor etc. Zweitens dürfte der Analcim zum grossen Theil gewiss nicht direct aus dem Eläolith, sondern durch weitere Zersetzung des auf Kosten des Eläolith gebildeten Sodalith entstanden sein†); hierfür

*) Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1883, 35, 332.

**) Amer. Journ. etc. Ser. 3, 31, 268.

***) Ich habe hier die einfachste Eläolithformel ohne Rücksicht auf den Kaliumgehalt benutzt; über die Sodalithformel s. unter Sodalith.

†) Vergl. Lemberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1883, S. 995: »Als Stütze darf viel-

scheint namentlich der Taf. X Fig. 9 abgezeichnete Krystall von Låven zu sprechen. Die stattgefundenen Vorgänge sind also keineswegs einfach gewesen; die Bemerkung Lemberg's (Zeitschr. d. d. g. Ges. 1885, S. 968): »da die chemischen Umsetzungen nicht ganz glatt erfolgen, sondern gleichzeitig neben einem Hauptvorgange auch Nebenumsetzungen stattfinden, so hat das Aufstellen von chemischen Formeln . . . manches Bedenkliche«, kann auch hier berechtigt sein.

Was übrigens die Analcimbildung betrifft, so hat schon Lemberg (Zeitschr. d. d. g. Ges. 1883, S. 597) für unsere Gänge auf die Möglichkeit hingedeutet, dass dieselbe durch die Einwirkung von Na_2SiO_3 -Lösung auf Thonerdehydrat zu erklären wäre*). Dass bei der Zersetzung des Eläolith Lösungen von Na_2SiO_3 frei wurden, welche auf ebenfalls gleichzeitig gebildetes Thonerdehydrat einwirken konnten, wäre auch wohl nicht unmöglich; es könnte hierfür sowohl das, obwohl spärliche, Vorkommen von Diaspor, als auch, wie Lemberg schon angab, die gleichzeitige Bildung eines »Akmit«-ähnlichen Minerals sprechen, welches sich, wie Lemberg's Versuche zeigten, auch auf analoge Weise, wie der Analcim (durch Erhitzung von Eisenoxydhydrat mit Na_2SiO_3 -Lösung in 52 Stunden bei 180° — 190°) darstellen lässt; es ist nämlich, wie die Beobachtungen der Dünnschliffe lehren unzweifelhaft, dass die so häufigen kleinen spitzigen Nadelchen und Stäbchen des hell gelblichgrünen Aegirin-ähnlichen Pyroxens gleichzeitig mit dem Sodalith und Analcim auf nassem Wege gebildet worden sind.

Es dürfte nach dem Obenstehenden vielleicht berechtigt sein, die Umwandlung des Eläolith in Sodalith als die relativ ältere der oben beschriebenen Umwandlungen anzusehen. Wenn aber dies der Fall ist, scheint es auch wahrscheinlich, dass die fast totale Zerstörung des älteren Sodalith auf unseren Gängen, die Umwandlung desselben in Spreustein also, nicht wohl gleichzeitig mit der Neubildung von Sodalith auf Kosten des Eläolith stattgefunden haben kann. Es wäre demnach — da diese letztere wohl kurz nach und in Verbindung mit der Leukophanbildung stattgefunden hat — als wahrscheinlich anzusehen, dass die Spreusteinbildung aus dem Sodalith einer späteren Phase der Gangbildung als der Absatz der fluorreichen Mineralien Leukophan und Melinophan angehört. Wahrscheinlich ist sie gleichzeitig mit der unten erwähnten Bildung der »Hydronephelithspreusteine«, und mit der reichlichen Bildung von Natrolith überhaupt.

Zu bemerken ist endlich auch, dass die aufeinander folgenden Schalen des auf Kosten des Eläolith gebildeten Sodalith und Analcim jedenfalls zum

leicht angeführt werden, dass die Minerale der Sodalithgruppe sehr leicht SiO_2 aufnehmen unter Abscheidung von NaCl etc.

*) Bei Lemberg's Versuchen bildeten sich kleine Krystalle von Analcim durch Einwirkung von Na_2SiO_3 -Lösung auf Thonerdehydrat bei ca. 180° — 200° in 28 Stunden.

Theil ein auffällig amorphes Aussehen haben, indem unter dem Mikroskop in dünnen Schichten weder Spaltbarkeit noch irgend welche Individualisirung entdeckt werden kann; vielleicht sind die gebildeten Silicate, obwohl von der Zusammensetzung des Sodalith, resp. des Analcim, wirklich amorph, nicht krystallinisch. In anderen Fällen ist eine deutlich körnige Individualisirung zu beobachten.

3. Umwandlung des Eläolith in Natrolith.

Die Umwandlung des Eläolith in sog. »Spreustein« wurde schon von Blum*) für den Eläolith von Brevik angenommen; als Beweis wurden Spreusteinkrystalle mit Winkeln von 60° und einem Kerne von Eläolith beschrieben; Scheerer bekämpfte bekanntlich heftig diese Ansicht Blum's, welche wieder 1880 von v. Eckenbrecher (l. c.) aufgenommen wurde.

Ich muss nun in dieser Frage bemerken, dass die früheren Beobachtungen von Blum und v. Eckenbrecher für die Entscheidung dieser Umwandlung des Eläolith in Spreustein, worunter ich einen unreinen Natrolith mit Spreu-Structur verstehe, ziemlich werthlos sind. Es hat dies darin seinen Grund, dass man früher unter dem Namen Spreustein verschiedene Sachen vermengt hat, welche zwar makroskopisch sehr gleichartig aussehen, in der That aber nicht dieselbe Zusammensetzung besitzen.

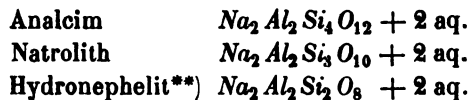
Der echte Spreustein besteht, wie erwähnt, wesentlich aus Natrolith, mit Einmischung von Hydronephelit, Diaspor, ein wenig Analcim etc.; die spreusteinähnlichen Zersetzungsproducte des Eläolith dagegen bestehen nicht oder jedenfalls nicht wesentlich aus Natrolith, sondern aus Hydronephelit mit Verunreinigung von Diaspor, Thomsonit etc.

Diese beiden Arten von »Spreustein« sind makroskopisch kaum zu unterscheiden, und auch unter dem Mikroskope nicht leicht, ja oft unmöglich auseinander zu halten. Die Lichtbrechung des Natrolith und des Hydronephelit muss ungefähr gleich stark sein und unterscheidet sich nur wenig von derjenigen des Canadabalsams, so dass beide in unpolarisirtem Lichte nicht deutlich hervortreten, zwischen gekreuzten Nicols zeigen beide in Längsschnitten parallele Auslöschung, ungefähr dieselben Interferenzfarben (in guten Dünnschliffen grau bis gelblich) und dieselben Interpositionen. Nur in Querschnitten können sie unterschieden werden, indem hier der Hydronephelit als einaxig zwischen gekreuzten Nicols in parallelem polarisirtem Lichte bei ganzer Umdrehung dunkel bleibt, und in convergentem Lichte selbst im Dünnschliffe ein ganz deutliches Axenkreuz mit positivem Charakter zeigt, während beim Natrolith eine Bisectrix heraustritt. Da nun selbstverständlich die meisten Durchschnitte mehr oder weniger schief, und

*) Pseudomorphosen des Mineralreichs, 3. Nachtr. 1852, S. 432; 3. Nachtr. 1863, S. 442; Pogg. Ann. 87, 346; ebenda 105, 423 etc.

vorherrschend Längsschnitte sind, da ferner selbst die echten hauptsächlich aus Natrolith bestehenden Spreusteine, wie meine Untersuchungen gezeigt haben, eine grössere oder kleinere Beimischung von Hydronephelit erweisen, so ist es ohne quantitative chemische Analysen unmöglich, die relative Menge beider Mineralien zu schätzen, und selbst die Bestimmung des herrschenden Minerals kann, wenn zufällig im Dünnschliffe nur unzureichende Querschnitte sich vorfinden, unsicher werden. Auch bei der chemischen Analyse muss man mit Vorsicht die Resultate benutzen, da es unmöglich ist, reines Material zu isoliren, indem der Natrolith und der Hydronephelit auch beide fast genau dasselbe specifische Gewicht (ca. 2,26) besitzen.

Es ist offenbar, dass die Analyse eines Spreusteins, welcher ausser Natrolith noch Hydronephelit, Analcim, Diaspor enthält, noch nahezu einer reinen Natrolithzusammensetzung entsprechen kann, indem ja alle die drei ersterwähnten Mineralien nur geringere Verschiedenheiten der Procentmengen von Na_2O und H_2O besitzen, während der Thonerdegehalt im Analcim geringer, im Hydronephelit grösser als im Natrolith, der Kieselsäuregehalt dagegen umgekehrt im Analcim grösser, im Hydronephelit geringer, als im Natrolith ist; die beiden Verunreinigungen werden demnach zusammen die Abweichungen von einer Natrolithzusammensetzung ungefähr ausgleichen können*), was schon aus den Formeln dieser Mineralien hervorgeht:



Ebenso ist es unmittelbar einleuchtend, dass die Versuche Scheerer's, Saeman und Pisani's, den Diasporgehalt des Spreusteins aus den Gesamtanalysen zu berechnen, aus derselben Ursache nicht zuverlässig sein können; in der That ist es kaum zweifelhaft, dass ein Theil des Thonerdegehaltes der Spreusteine, welchen die genannten Forscher dem Diaspor allein zuschreiben, auf den grösseren Thonerdegehalt des Hydronephelit zu beziehen ist.

Da die Beschreibungen von Blum und v. Eckenbrecher über die von ihnen untersuchten Spreusteine es ganz unentschieden lassen, ob echte Natrolithspreusteine oder Hydronephelitspreusteine als Zersetzungsproducte des Eläolith vorlagen, und es auch nicht zu ersehen ist, ob Analysen von den aus dem Eläolith gebildeten Spreusteinen von den genannten Autoren ausgeführt wurden, so können die von ihnen beschriebenen aus Eläolith ent-

*) In der Regel ist jedoch der Analcimgehalt ganz unbedeutend.

**) Clarke schreibt die Formel gewiss richtiger $Al_3(SiO_4)_3 Na_2H.3H_2O$, welche Formel auch in dieser Abhandlung sonst angenommen werden soll; nur zum leichteren Vergleich mit dem Natrolith und dem Analcim habe ich oben die damit näher vergleichbare, obwohl weniger genaue, Formel angeführt.

standenen Substanzen Hydronephelitspreusteine gewesen sein. Wahrscheinlich sind sie auch solche gewesen, denn nach meinen Untersuchungen scheint gewöhnlicher Natrolithspreustein hauptsächlich aus Sodalith und nicht aus Eläolith gebildet.

Unter den zahlreichen von mir beobachteten Umwandlungen von Eläolith in spreusteinähnliche Massen konnte ich keinen echten Natrolithspreustein auffinden; doch wurde Natrolith zusammen mit Hydronephelit und Thomsonit als Zersetzungsproduct von Eläolith beobachtet, obwohl in untergeordneter Menge.

Diese Erfahrungen scheinen bestimmt darauf hinzuweisen, dass der Eläolith überhaupt bei der Zersetzung durch Wasseraufnahme eher die näher verwandte Verbindung Hydronephelit (s. oben unter Sodalith), als die weniger nahe verwandte Verbindung Natrolith liefert; die überall wiederholten Angaben von der Zersetzung des Nephelin in Natrolith in Phonolithen, Nepheliniten etc. scheinen deshalb auch einer Revision zu bedürfen, und müssen, so lange Analysen der für Natrolith gehaltenen Zersetzungsproducte nicht vorliegen, als unsicher betrachtet werden.

4. Umwandlung des Eläolith in »Ranit« oder »Hydronephelitspreustein«.

1875 publicirte R. S. Paijkull in seiner oben citirten Inauguraldissertation eine Analyse eines neuen, von ihm Ranit*) benannten Minerals von Låven von der Zusammensetzung:

SiO_2	39,24
Al_2O_3	34,79
Fe_2O_3	0,57
CaO	5,07
Na_2O	14,55
H_2O	11,74
	<hr/> 99,90

entsprechend der Formel: $(\frac{2}{3}Na_2 \cdot \frac{1}{3}Ca) Al_2 Si_2 O_6 + 2H_2O$ oder $R_3 \cdot Al_3 \cdot [SiO_4]_3 + 3H_2O$, wo Na_2 in R_3 theilweise von Ca ersetzt, also am nächsten mit dem Thomsonit übereinstimmend, ausgenommen, dass im Ranit Na_2 gegen Ca vorherrscht. Spec. Gew. = 2,48, Härte = 5.

Paijkull bemerkt selbst: »dass der Ranit ein Zersetzungsproduct des Eläolith ist, ist ganz deutlich. Man findet nämlich oft Uebergänge zwischen den beiden Mineralien; durch die Einwirkung kalkhaltiger oder Chlorcalcium hal-

*) Das Mineral ist nach der altnordischen Meeresgöttin »Ran« benannt; in den Lehrbüchern, wie in der Literatur überhaupt, wird fast durchgehends der Name unrichtig »Rauit« geschrieben.

tender Lösungen auf Eläolith müsste Alkalisilicat weggeführt, Kalk und Wasser dagegen aufgenommen werden, wodurch das neue Mineral gebildet wurde.«

Der Ranit ist im Allgemeinen als ein natriumreicher Thomsonit aufgeführt worden; über seine krystallographischen Verhältnisse war bis jetzt nichts bekannt. Dass der Ranit ein Thomsonit wäre, schien mir um so wahrscheinlicher, weil ich selbst auch echten Thomsonit auf Låven, mit dem Ranit zusammen angetroffen hatte.

Als nun aber 1886 Clarke und Diller*) ihre Untersuchung des neuen Minerals Hydronephelit veröffentlichten, fiel es mir ein, dass ich öfters sowohl im gewöhnlichen rothen Spreustein, als im Ranit auffallend einaxige Stellen beobachtet hatte, und ich wurde dadurch veranlasst, den Ranit, wie die übrigen Spreusteine, genauer zu untersuchen. Es zeigte sich dadurch, dass der Ranit, wie auch ein grosser Theil der rothen und weisslichrothen oder gelblichweissen Spreusteine, nämlich diejenigen, welche aus Eläolith gebildet sind, weder aus Natrolith, noch aus Thomsonit, sondern hauptsächlich aus einem optisch einaxigen und zwar positiven Mineral bestehen, welches, wie Paijkull's Analyse zeigt, als ein (etwas kalkhaltiger) Hydronephelit aufgefasst werden kann. Das mikroskopische Bild dieser Spreusteine stimmt im Wesentlichen mit der Beschreibung Diller's. Um mich sicher davon zu überzeugen, dass die doppelbrechenden Längsschnitte und die isotropen Querschnitte wirklich zusammengehören, liess ich von einem stellenweise recht grobstrahligen und einigermaßen paralfaserigen hell fleischrothen Spreustein von Arö sowohl Längsschnitte, als Querschnitte schleifen; in den letzteren zeigten sich die meisten Körner im parallel polarisirten Lichte ganz vorherrschend isotrop, und gaben im convergenten Lichte optisch einaxige, positive Interferenzbilder. Da ferner die Längsschnitte im parallel polarisirten Lichte durch Prüfung mit einer empfindlichen Gypsplatte durchgehends Farbentöne gaben, welche einem optisch positiven Charakter der Längsaxe (Verticalaxe) der Körnchen entsprechen, war damit auch das Vorhandensein von Thomsonit, welcher übrigens auch stärker doppelbrechend ist, ausgeschlossen; der Ranit, welcher ganz entsprechende Verhältnisse zeigt, muss demnach, wie die Analyse beweist, ganz vorherrschend aus, etwas kalkhaltigem, Hydronephelit bestehen.

Der echte Ranit Paijkull's bildet dunkelgraue bis schwarzgraue Massen, oft von Faustgrösse, auf der Insel Låven; schon Esmark hatte dieselben beobachtet und pflegte sie als »Thonstein« zu bezeichnen. Im Jahre 1883 sammelte ich Exemplare, welche die Form der Eläolithkrystalle zeigen und auch noch theilweise erhaltene Kerne von Eläolith aufweisen; es ist demnach unzweifelhaft, dass sie aus Eläolith gebildet und echte Umwandlungspseudomorphosen sind. Unter dem Mikroskope zeigen sie die

*) Amer. Journ. of science etc. 31, 265. Ref. in dieser Zeitschr. 12, 505.

gewöhnliche Spreusteinstructur, bestehen aber vorherrschend aus Hydronephelit, mit Verunreinigungen von Natrolith, Diaspor, Thomsonit und spiessigen Nadeln und Mikrolithen von Aegirin; ausserdem ist die ganze Masse reichlich mit einem schwarzen, staubartigen Pigment imprägnirt, welches die Färbung bewirkt. Stellenweise ist dies Pigment so reichlich angehäuft, dass es dicht zusammengeballte kugelige Massen bildet, welche vollständig schwarz, opak erscheinen. Da der »Ranit« schon beim schwachen Glühen grauweiss wird, dürfte das genannte Pigment wahrscheinlich aus einer organischen, bituminösen Substanz bestehen.

Den echten »Ranit« habe ich nur auf der Insel Låven beobachtet. Hell röthliche bis fast weisse, aus Eläolith entstandene Hydronephelitspreusteine sind dagegen, sowohl auf Låven, als auf Arö und anderen Inseln recht gewöhnlich. Ein solcher von Arö zeichnet sich durch ungewöhnlich grosse (1—2 mm) Beimengungen von Diaspor aus. Theils in der Masse, namentlich aber auf Drusenhöhlungen derselben ist häufig als letzte Bildung Thomsonit in kleinen, netten Krystallen abgesetzt; dagegen pflegen die sonst so gewöhnlichen Zeolithe Natrolith, Analcim und Apophyllit nicht oder nur untergeordnet mit dem Hydronephelit zusammen vorzukommen.

5. Umwandlung des Eläolith in Thomsonit.

Wie schon mehrmals oben erwähnt, bildet sich bei der Umwandlung des Eläolith auch Thomsonit. Es ist vielleicht der kleine Kalkgehalt des Eläolith selbst, welcher zur Thomsonitbildung das Material abgegeben hat; Thomsonit bildet sich deshalb aus dem Eläolith auch niemals allein, sondern immer zusammen mit anderen Mineralien, theils Sodalith, Analcim, theils Hydronephelit. Wie soeben erwähnt, scheint er bei der Hydronephelitspreusteinbildung eines der zuletzt entstandenen Mineralien zu sein; eine Stufe (von Klokkeholmen) zeigte jedoch als noch spätere Bildung Kalkspath.

6. Umwandlung des Eläolith in Kaliglimmer.

Diese Umwandlung ist von anderen Vorkommnissen schon längst bekannt, indem ja der sog. Liebenerit von Predazzo, wie der sog. Gieseit von Grönland, wie längst von Zirkel, Rosenbusch, Blum, Pisani u. A. nachgewiesen, nur Pseudomorphosen von Kaliglimmer nach Nephelin sind. Von unseren Gängen wurde diese Umwandlung zuerst durch Pisani (l. c.) bekannt; ich habe dieselbe jedoch nicht sehr verbreitet vorgefunden. Unter den von mir beobachteten Vorkommnissen möchte ich erwähnen: kleine, ungefähr 1—2 cm grosse mattweisse, weiche Krystalle in Aegirin von Stokö; eine kleine Stufe zeigt fleischrothen, frischen Orthoklas auskrystallisirt mit guter Krystallbegrenzung gegen die umgewandelten Eläolithkrystalle, welche wieder gegen grosse dieselben umschliessenden Krystalle von Aegirin gut begrenzt sind; eine zweite Stufe zeigt, dass alle drei Mineralien ungefähr gleichzeitig krystallisirt sind, da sie hier mit unregelmässigen Grenzen

aneinander stossen. Der Feldspath wie der Aegirin sind beide ganz frisch und unzersetzt, während der Eläolith durch und durch in Kaliglimmer umgewandelt ist. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass die Schuppen des Kaliglimmers zum nicht geringen Theile parallel den Prismenflächen und der Basis regelmässig orientirt sind; das feinste, dichte Gewebe scheint dagegen aus nicht orientirten Schuppen zu bestehen. Die Grösse der Kaliglimmerschuppen ist bis $\frac{1}{4}$ mm, also an Bruchflächen zum Theil mit unbewaffnetem Auge sichtbar, obwohl die äusseren Begrenzungsflächen der Pseudomorphosen ganz homogen matt sind.

Eine Stufe von Arö besteht aus einem Gemenge von grossen schwarzen Glimmer-(Lepidomelan-)Krystallen, welche durch theilweise wohl ausgebildete, nach $\infty P\infty$ tafelförmige Feldspathkrystalle hindurchsetzen, deren Zwischenräume wieder von Eläolithkrystallen eingenommen werden. Auch diese letzteren sind, da wo sie nicht die Feldspathtafeln berühren, gut begrenzt, und bilden glatte, harte, aussen milchweisse, einige Centimeter grosse Krystalle. Präparate derselben zeigen, dass das Innere der Krystalle aus braunrothem, frischem Eläolith besteht, während die äusseren Theile derselben in äusserst feinschuppigen Kaliglimmer umgewandelt sind; die Umwandlung hat also von aussen nach innen stattgefunden und ist stellenweise auch Spalten der Krystalle gefolgt. Sehr auffallend ist die ganz scharfe Grenze zwischen dem frischen dunkeln Eläolith und dem ebenso frischen dichten weissen Kaliglimmer; eine kaum ein Viertelmillimeter breite Zone, welche durch ausgeschiedenes Eisenoxydhydrat ziegelroth gefärbt ist, markirt die Grenze noch schärfer.

Auch an anderen Beispielen, von Eikaholmen und anderen, unbekannten Localitäten, zeigen ebenfalls diese echten Umwandlungspseudomorphosen eine harte, glatte Oberfläche und eine auffällig feste, frische Beschaffenheit, welche nicht an die Liebenerite oder Giesekite erinnert, was dagegen mit dem zuerst erwähnten Beispiele von Stokö der Fall ist. Auffallend ist ferner, dass die umgebenden Mineralien in den beobachteten Beispielen ganz unzersetzt sind. Ferner ist zu bemerken, dass ich diese Umwandlung nicht in Verbindung mit Umwandlung entweder in Sodalith oder in Zeolithe beobachtet habe. Da diese letzteren Umwandlungsprocesse der Periode der Zeolithbildung angehörig sind, scheint die Umwandlung des Eläolith in Kaliglimmer, wie die Kaliglimmerbildung überhaupt, auf unseren Gängen später eingetreten zu sein. Es ist möglich, dass dieselbe, wie z. B. Rosenbusch (Mikr. Phys. 1, 2. Aufl., S. 360) meint, »durch den Angriff der gemeinen Atmosphärien« vermittelt worden ist, obwohl ich der oben erwähnten Umstände wegen dennoch keine reine Oberflächenverwitterung annehmen möchte. Ich möchte dieselbe als eine in einiger Tiefe bei niedrigerer Temperatur als bei der Zeolithbildung, obwohl bei höherer als der gewöhnlichen Temperatur, stattgefundene säculare Umwandlung auffassen.

Pisani analysirte den nach der Behandlung eines umgewandelten braunen Eläolith von Brevik erhaltenen ziegelrothen Rückstand und erhielt dabei: 46,95 SiO_2 , 34,65 Al_2O_3 , 1,86 Fe_2O_3 , 0,68 CaO , 0,58 MgO , 0,74 Na_2O , 8,74 K_2O , 5,58 H_2O , Summe 99,72; das gebildete Glimmermineral ist deshalb nicht, wie man vielleicht hätte erwarten können, ein an Natron reicher Glimmer, sondern (wie der Giesekit und der Liebenorit) ein gewöhnlicher Kaliglimmer.

7. Umwandlung des Eläolith in »Steinmark« (Kaolin).

Ausgezeichnete Afterkrystalle von gelbgrünem Steinmark nach Eläolith wurden 1874 von Dr. Reusch und mir auf der Insel Lövö, gegenüber Brevik, beobachtet; dieselben sind unter Steinmark S. 499 erwähnt.

Ueber die Verbreitung und das Vorkommen des Eläolith in den Gesteinen unserer Küstenstrecke zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord wird im petrographischen Theile meiner Untersuchungen Näheres mitgetheilt. Hier soll nur in kurzen Zügen an die hauptsächlichsten Beobachtungen erinnert werden, nämlich, dass an der genannten Strecke theils eläolithreiche Gesteine, echte Nephelinsyenite auftreten, theils eläolitharme Gesteine, Augitsyenite, in welchem der Eläolith nur accessorisch und in geringer Menge vorhanden ist. Unter den echten Nephelinsyeniten können wir theils Gesteine unterscheiden, in welchen der Eläolith bisweilen in zollgrossen Krystallen porphyrartig ausgeschieden und vor dem Feldspath auskrystallisirt ist; diese entsprechen vollständig den grönländischen Giesekitporphyren, ausgenommen, dass der Eläolith derselben vollständig frisch ist. Gewöhnlich aber sind die Feldspäthe (Natronorthoklas, Natronmikroklin oder Mikroperthite) zuerst auskrystallisirt, und der Eläolith nimmt dann hauptsächlich die Zwischenräume zwischen den dicht gedrängten, von ∞P und $2P\infty$ begrenzten Feldspathindividuen, welche die bekannten rhombischen Querschnitte darbieten, ein; ein Typus dieser Ausbildung liefern die ziemlich grobkörnigen Gesteine (Laurdalite) der grössten Nephelinsyenitpartie unserer Gegend, nämlich an der Strecke zwischen dem Lougenthal, nördlich von Lunde, und dem See Farrisvand, nördlich von Ono. Granitisch-körnige (ich nenne sie Ditroite) und trachytoid struirte (ich nenne sie Foyaite), eläolithreiche Gesteine bieten mehrere mittel- bis feinkörnige, in kleineren Partien auftretende Nephelinsyenite dar. Was die mehr accessorisch Eläolith-führenden Augitsyenite (Laurvikite) betrifft, so ist erstens zu bemerken, dass sie mit unmerklichen Uebergängen in die grobkörnigen Nephelinsyenite (Laurdalite) übergehen, zweitens, dass der Eläolith- und Sodalithgehalt in auffälligem Grade nach der Westgrenze des grossen Augitsyenitgebietes hin nimmt, sodass längs der Grenze an den Inseln des Langesundfjords etc. streifte Nephelinsyenite vorherrschen.

37. Cancrinit, G. Rose.

1863. Saemann u. Pisani, Ann. d. chim. et de phys. (3) 67, 330.

— Th. Scheerer, Pogg. Ann. 119, 445.

1883. J. Lemberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 35, 593 etc. Ref. in dies. Ztschr. 10, 608.

Der Cancrinit wurde von unseren Gängen zuerst 1863 durch Saemann und Pisani erwähnt, eine Entdeckung, welche kurz nachher auch von Scheerer bestätigt wurde; das Mineral selbst war gewiss aber auch früher bekannt gewesen, ohne jedoch als Cancrinit erkannt worden zu sein.

Auf alten gedruckten Etiketten, welche nachweislich von dem Mineralienhändler Wiborg in Brevik stammen, ist das Mineral als »Danburit« bezeichnet; ich habe Stücke mit derartigen Etiketten sowohl in Christiania als in Stockholm vorgefunden; an einem Stücke in der Sammlung des Mineraliencabinets der Universität Christiania war auf der beigegefügteten Etikette ausdrücklich zugefügt, dass diese Bestimmung des Minerals als Danburit von Dr. M. Bondi in Dresden herrühren sollte. Da die erwähnten Etiketten Wiborg's älter als 1860 sein dürften, und da Scheerer (l. c. S. 446) ausdrücklich anführt, dass er schon mehrere Jahre vor der Publication seiner Notiz in Pogg. Ann. von Herrn Zschau in Dresden ein von Eläolith und blauem Sodalith begleitetes Mineral von Brevik, welches sich durch die nähere Untersuchung als Cancrinit erwies, erhalten hatte, so ist es ganz sicher, dass das Mineral schon vor der Entdeckung von Saemann und Pisani als ein selbständiges Mineral erkannt worden war. Uebrigens führte Weibye*) schon 1848 Cancrinit unter den von ihm beobachteten Mineralien der Insel Lamö (= Låven) auf, welche Angabe den späteren Beobachtern Saemann und Pisani und Scheerer kaum bekannt gewesen ist; da aber Weibye ausdrücklich angiebt, dass sein Cancrinit schön rosenrothe Körner in graulichweissem Feldspath von Lamö bilde, so darf ich bestimmt behaupten, dass sein Cancrinit nichts weiter als Flussspath gewesen ist, welcher eben hier auf Lamö mit schön rosarother Farbe in kleinen Körnern vorkommt, während Cancrinit von Lamö in der That nicht bekannt ist.

Der Cancrinit unserer Gänge ist in der Regel gelblichweiss bis rein citrongelb oder tiefer wachsgelb gefärbt; diese Farbe rührt nicht von eingeschlossenen Eisenglanzblättchen her**); da die gelbe Farbe beim Erhitzen

*) Karsten u. v. Dechen's Archiv etc. 22, 530 und Neues Jahrb. 1849, S. 770.

**) Vergl. H. Rosenbusch, Mikr. Phys. 1, 2. Ausg. S. 263.

bis zum schwachen Glühen verschwindet, so ist sie wahrscheinlich, wie z. B. beim Flussspath, auf eine flüchtige organische Substanz zu beziehen. Es ist übrigens bemerkenswerth, dass die gelbe Farbe beim Cancrinit so häufig ist, so bei Lichtfeld, bei Miask, bei Ditro, bei Brevik. Der Glanz ist auf Spaltungsflächen Glasglanz, auf Bruchflächen fettartig; die Doppelbrechung ist bekanntlich ziemlich stark, weshalb das Mineral im Dünnschliffe durch lebhaftes Interferenzfarben charakterisirt ist.

Ueher Krystalle des Cancrinit s. unten im Nachtrag S. 244.

Die Spaltbarkeit ist ziemlich vollkommen nach dem Grundprisma, ganz unvollkommen nach dem Prisma $\infty P2$.

Härte = 6, spec. Gew. = 2,404 (Saemann und Pisani).

Die chemische Zusammensetzung wurde zuerst von Saemann und Pisani, später von J. Lemberg festgestellt*); das Mineral ist zwar frisch zu erhalten, doch ist es in der Regel mit Natrolith etwas verunreinigt, weshalb dies Vorkommen für die endgültige Feststellung der Formel des Cancrinit mir nicht günstig schien; eine Discussion der bis jetzt aufgestellten Formeln**) schien mir deshalb auch hier unnöthig. Die ältere (von Rammelsberg aufgestellte) Auffassung, dass der Cancrinit keine selbständige Species wäre, sondern ein Umwandlungsproduct des Nephelin, ist schon längst widerlegt und braucht hier nicht näher erwähnt zu werden.

Saemann und Pisani behandelten ausführlich ihre Auffassung, dass der Spreustein ein Umwandlungsproduct von Cancrinit wäre. Dieser Ansicht wurde von Scheerer entgegengetreten, welcher den Spreustein als ein Umwandlungsproduct von sogenanntem »Paläo-Natrolith« ansah. Es soll unten bewiesen werden, dass diese Ansicht Scheerer's unrichtig und der Spreustein bei weitem zum grössten Theile als ein Umwandlungsproduct von Sodalith aufzufassen ist. Auch Saemann und Pisani hatten insofern Unrecht, als sie den Spreustein im Allgemeinen als aus Cancrinit gebildet ansahen; dies ist zwar nicht richtig, aber andererseits ist es wirklich der Fall, dass der Cancrinit theilweise in Natrolith umgewandelt ist,

*) Ihre Analysen ergaben:

	I.	II.
	Saem. u. Pis.: J. Lemberg:	
Si O ₂	44,52	27,74
Al ₂ O ₃	28,09	27,94
Na ₂ O	17,15	20,08
Ca O	4,41	3,25
CO ₂	2,60	5,19
H ₂ O	6,60	6,47
	104,07	100,64

**) Vergl. P. Groth, Tabell. Uebers. etc. 2. Ausg. S. 400; C. F. Rammelsberg, Handb. d. Min.-Chem. Ergänzungshft. S. 54; H. Rauff, diese Zeitschr. 2, 456—468 etc.; F. W. Clarke, Amer. journ. of science etc. 1886, 31, 268.



und dass ein geringer Theil des (weissen) Spreusteins unserer Gänge in der That aus Cancrinit gebildet wurde, was sich durch die mikroskopische Untersuchung leicht beweisen lässt.

Saemann und Pisani bestätigten auch die Entdeckung Scheerer's, dass der Spreustein einen Gehalt an Diaspor führt; nach ihrer Auseinandersetzung sollten aus 100 Theilen Cancrinit 86,90 % Natrolith und 5,07 % Diaspor entstehen; sie analysirten auch den auf chemischem Wege isolirten Diaspor und fanden die Zusammensetzung eines unreinen Diaspors*) (s. unter Diaspor).

Die mikroskopische Untersuchung orientirter Dünnschliffe von Cancrinit von dem alten Vorkommen bei Barkevik zeigt sehr deutlich die Umwandlung in Spreustein. Das makroskopisch scheinbar ganz frische Mineral erweist sich unter dem Mikroskop oft sehr durchgreifend umgewandelt; wenn die Umwandlung etwas weiter fortgeschritten ist, sieht man auch makroskopisch die gelbe Cancrinitsubstanz von weissen Adern durchzogen, welche theils vorzugsweise quer zu den Spaltbarkeitsrichtungen, theils längs derselben verlaufen; stellenweise ist dann die Spaltbarkeit ganz verschwunden und grössere weisse Partien sind vollständig in Spreustein umgewandelt. Unter dem Mikroskop sieht man, dass bei der Umwandlung, welche vorzugsweise längs der Spaltungsflächen stattgefunden hat, in reichlicher Menge Natrolith gebildet ist, ferner in geringer Menge Analcim (und Hydronephelit?) und endlich stellenweise in feiner Imprägnation ein wenig Kalkspath. Der Natrolith bildet unregelmässig aggregirte Körner, welche nur stellenweise in Längsschnitten eine subparallele Orientirung mit der Verticalaxe der etwas verlängerten Körner ungefähr parallel der Verticalaxe des Cancrinit zeigen; die grösseren Adern bestehen gewöhnlich aus ganz unregelmässigen Körnern, zwischen welchen die spärlichen Reste des Cancrinit-Individuums in vollständiger Frische eingestreut liegen; in Querschnitten sieht man recht gut, wie die Adern des Spreusteins z. Th. den Spaltungsrisen gefolgt sind. Es verdient bemerkt zu werden, dass zwischen den vollständig frischen Cancrinitpartien und den Spreusteinadern, welche ebenso frisch sind, keine Uebergänge nachgewiesen werden können; beide Substanzen stossen mit ganz scharfen Grenzen aneinander, und der Natrolith ist, obwohl makroskopisch oft recht dicht aussehend, unter dem Mikroskop nicht sehr feinkörnig. Der Analcim, welcher auch wie erwähnt, in geringerer Menge zwischen dem Natrolith vorkommt, ist mit

*) Die Analyse gab:

Al_2O_3 (und Fe_2O_3)	78,5
SiO_2	7,9
MgO	0,8
H_2O	44,5
	<hr/> 101,2

diesem sehr innig verwachsen und nur durch seinen grösstentheils isotropen Charakter zu erkennen. Von dem Hydronephelit, welcher nicht sicher nachgewiesen werden konnte, unterscheidet er sich leicht bei der Untersuchung im convergenten Lichte. Der Kalkspath ist dagegen gern, wo er auftritt, in seiner Imprägnation längs der Spaltungsrisse des Cancrinit selbst ausgebildet und tritt nicht auf den Spreusteinadern auf; vielleicht ist er nicht gleichzeitig mit dem Spreustein, sondern mehr secundär gebildet.

In dem bunten Bilde der aus dem Cancrinit gebildeten Spreusteinadern, welche also wesentlich aus Natrolith mit wenig Analcim bestehen, konnte ich unter dem Mikroskop in meinen Präparaten kein Mineral mit Sicherheit erkennen, welches als Diaspor zu deuten wäre (s. unter Diaspor).

J. Lemberg, welcher aus Cancrinit von Brevik durch Kochen mit einer CaCl_2 -Lösung bei 180° — 190° eine kalkhaltige, Cancrinit-ähnliche Verbindung darstellte, äusserte sich gelegentlich dieses Versuches folgendermassen (l. c. S. 593): »Das Auftreten des Diaspors im Brevicoit, Eläolith und Cancrinit legt den Gedanken nahe, dass die drei Silicate durch Einwirkung von Alkalisilicat- und Carbonatlösung auf Thonerdehydrat entstanden sind, während der Ueberschuss von Thonerdehydrat als Diaspor herauskrystallisirte.« Dass dies nicht richtig sein kann, ist ziemlich leicht zu zeigen. Im Eläolith und Cancrinit, welche auf den Gängen zu den ursprünglicheren Mineralien gehören, findet sich nämlich kein Diaspor; dieser findet sich nur in den verschiedenen Spreusteinen, welche nachweislich durch Zersetzung von Sodalith, Cancrinit oder Eläolith gebildet wurden; also muss der Diaspor bei der Zersetzung dieser Mineralien entstanden sein und der Diasporgehalt des Spreusteins kann keineswegs auf die Bildung der früher ausgeschiedenen Mineralien: Eläolith, Cancrinit etc. Licht werfen.

Vorkommen. Die genaue Localität des von Saemann und Pisani beschriebenen alten Hauptvorkommens von Cancrinit bei Barkevik an der Ostseite des Langesundfjords ist den heutigen Sammlern nicht mehr bekannt; wahrscheinlich ist es eine, jetzt noch reichlich weissen Spreustein führende Fundstelle an einer der grössten Scheeren bei Barkevik gewesen. Die Beschreibung der genannten Autoren stimmt genau mit den Beobachtungen an mehreren mir zugänglich gewesenenen alten Handstücken mit der Etiketle: Barkevik; sie lautet: »A Barkevig ... la cancrinite est associée à l'orthose, à la sodalite gris-verdâtre ou bleue et à la variété fibreuse de la méso-type appelée bergmannite ou spreustein. Ces minéraux, qui forment la base de la roche, sont accompagnés de pyroxène vert*) en longs prismes, d'astrophyllite et de quelques autres espèces minérales, telles que mispickite**),

*) Das ist Aegirin.

**) Löllingit.

zirkon, katapléite, etc. Dans ce mélange à très-gros éléments, il y en a trois qui sont généralement bien cristallisés: l'orthose, le mica*) et le pyroxène. La sodalite et la cancrinite, quoique souvent plus abondantes que les deux derniers, remplissent les vides laissés par les autres, comme si elles avaient cristallisé plus tard»

Ausser den genannten Mineralien kommen noch mehrere andere, namentlich dunkelbrauner Orangit und schwarzer Glimmer vor; auch sind der Löllingit, der Kataplett, der Zirkon zum Theil in den Stufen gut krystallisirt. In der Hauptsache aber ist die citirte Beschreibung ganz zutreffend. Den von Scheerer erwähnten begleitenden Eläolith habe ich an einem Handstücke beobachtet; die beiden Mineralien scheinen bei diesem Stücke ungefähr gleichzeitig gebildet und stossen mit scharfen, unregelmässigen Grenzen aneinander; doch erscheint der Eläolith stellenweise gegen den Cancrinit regelmässig begrenzt, also zuerst auskrystallisirt. Der Cancrinit selbst bildet regelmässig zwischen den älteren Mineralien, namentlich den grossen Feldspathtafeln eingeklemmt, xenomorphe Massen, und ist — wenn die durchweg jüngeren Zeolithe ausgenommen werden — das zuletzt gebildete der an diesem Vorkommen auftretenden Gangmineralien. Das einzige beobachtete Krystallbruchstück dieses Vorkommens ist ziemlich sicher an der wohlbegrenzten Ecke von Analcim umschlossen gewesen.

Tief gelben Cancrinit habe ich von einem anderen Vorkommen bei Barkevik und hellblauen Cancrinit von dem Nordenskiöldinvorkommen von Gross-Årö erhalten.

In der Sammlung des Mineraliencabinets der Universität Christiania befindet sich ein Handstück mit gelbem Cancrinit und blauem Sodalith zwischen grösseren Individuen von Natronfeldspath eingeklemmt und von schwarzem Glimmer begleitet; das Stück ist mit der Etikette Fühns holmen bei Brevik versehen; ein zweites Stück mit gelbem Cancrinit, blauem und grünem Sodalith, rothem und grünem Eläolith, Feldspath, Astrophyllit etc., sowie mit Spreustein ist »Klokkerholmen bei Lövö« (gegenüber Brevik) etikettirt. Diese beiden, heutzutage auch vergessenen Localitäten dürften vielleicht identisch sein.

Bläulicher Cancrinit kommt als Seltenheit mit dem Melinophan von Årö vor. — Im Ganzen ist der Cancrinit auf unseren Gängen kein gewöhnlich vorkommendes Mineral, bei weitem seltener als der Sodalith; auch ist er nur auf den Gängen in der Gegend des Langesundfjords, nicht bei Laurvik und Fredriksvårn beobachtet worden. Im Gestein kommt er ebenfalls recht selten vor, hier jedoch etwas weiter verbreitet, sowohl in der Gegend des Langesundfjords, als bei Laurvik, z. B. ausgezeichnet in einem Gestein

*) Astrophyllit.

von Tjose westlich von Laurvik; im Gestein ist er durch die optische Einaxigkeit, durch die lebhaften Interferenzfarben, die ausgezeichnet scharf hervortretende Spaltbarkeit nach dem Prisma, sowie durch die leichte Löslichkeit unter Entweichen von Kohlensäure, durch sein spezifisches Gewicht etc. leicht zu erkennen.

Nachtrag. Gut begrenzte Krystalle von Cancrinit waren früher fast unbekannt. Die einzige Beobachtung, welche ich darüber in der Literatur finden konnte, rührt von A. E. Törnebohm*) her; er fand an porphyrartig eingewachsenen, mikroskopisch kleinen Krystallen des Cancrinit-agirinsyenits vom Kirchspiel Särna, Elfdalen (eines früher Phonolith, von mir »Särnaite« genannten Gesteins) in zufälligen Schnitten der Dünnschliffe zwischen der Trace einer Pyramide und derjenigen eines Prismas Winkel von im Maximum »ungefähr 116°« (= 64°). Aus dieser Angabe berechnete Rosenbusch**), unter der Annahme der von Törnebohm beobachteten Pyramide als Grundpyramide für den Cancrinit das Axenverhältniss $4 : 0,34488$, was mit dem Eläolith verglichen ungefähr einer Pyramide $\frac{2}{3}P$ entspräche. Es muss sich aber in dieser Berechnung ein Fehler eingeschlichen haben, denn der von Törnebohm angegebene Winkel liefert in der That — die Pyramide als primäre genommen — das Axenverhältniss $a : c = 1 : 0,4224$, was wieder sehr nahe dem Werthe $4 : \frac{1}{2}c$ des Eläolith $= 4 : 0,4195$ entspricht.

Von den Vorkommnissen der Gänge am Langesundfjord hatte ich schon mehrmals Bruchstücke von Krystallen erhalten; der beste derselben, ein ursprünglich mehr als zollgrosser Krystall, zeigte jedoch nur das Grundprisma und die Basis und erlaubte demnach keine Bestimmung des Axenverhältnisses. Vor kurzer Zeit brachte mir aber Herr Cand. A. Hamburg eine Anzahl wohlbegrenzter Krystalle von Cancrinit aus einem nicht näher bekannten Vorkommen bei Barkevik und überliess mir diese freundlichst zur Untersuchung.

Die Krystalle (Taf. X Fig. 12) bestehen theils aus ganz frischem, tief honiggelbem Cancrinit mit ausgezeichneter Spaltbarkeit nach ∞P , theils aus Pseudomorphosen desselben in rothen oder weissen Natrolith; einzelne Stufen zeigen vorzüglich die Zwischenstadien der Umwandlung. Die Grösse der Krystalle variirt von einigen Millimetern bis mehr als 5 Centimeter in der Länge; sie sind sämmtlich prismatisch nach dem Spaltungsprisma ∞P , mit der Abstumpfung durch $\infty P2$, und am Ende mit den sechs Flächen einer flachen Pyramide der Grundreihe, ohne Spur von Basis. Messungen mit dem Reflexionsgoniometer erlaubten die Krystalle im Allgemeinen nicht;



*) Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 1883, 6, 390, Anm.

**) Mikr. Phys. 1885, 1, 262.

mittels angeklebter Glasblättchen und mit dem Handgoniometer ausgeführte Messungen gaben für den Winkel der Pyramidenflächen zum Prisma Werthe zwischen circa 60° und 66° ; als Mittelwerth von zehn verschiedenen Kanten an vier Krystallen wurde $63^{\circ} 1'$ erhalten; die besten Messungen gaben die höchsten Werthe, anderseits wurde an einem einzigen Krystalle mit dem Reflexionsgoniometer (einer schlecht ausgebildeten Pyramidenfläche) nur $60^{\circ} 24'$ gefunden.

Wie man sieht, stimmen diese Resultate auffallend gut mit den Beobachtungen Törnebohm's. Sowohl an den eingewachsenen Cancrinitkrystallen von Särna, als an den Krystallen der Gänge von Barkevik ist also eine stumpfe Pyramide mit einem Mittelkantenwinkel von 428° bis 424° die am Ende der Krystalle herrschende Form; die Beobachtungen an den Krystallen von Barkevik zeigen, dass diese Pyramide der Grundreihe angehört. Ihr Axenverhältniss entspricht also nahezu demjenigen von $\frac{1}{2}P$ des Eläolith und wären die Axenverhältnisse des Cancrinit und des Eläolith demnach nahezu gleiche, wenn wir die aus den oben genannten Messungen berechnete Verticalaxe des Cancrinit $= 0,44095$ (entsprechend $P: \infty P = 63^{\circ} 1'$) verdoppeln. Ob ein bemerkenswerther Unterschied zwischen der Länge der Verticalaxe bei dem Eläolith und dem Cancrinit vorhanden ist, lässt sich aus den Messungen nicht entscheiden.

Es ist eine recht auffällige Thatsache, dass auch bei dem Sommit die herrschende Pyramide gleichfalls der Pyramide $\frac{1}{2}P$ des Eläolith entspricht.

Die Krystalle des Cancrinit von Barkevik sind gegen violblauen Flussspath ausgebildet; sie scheinen auf Feldspathtafeln aufgewachsen gewesen zu sein, und zwar in offenen Drusenräumen, welche nachher mit dem Flussspath gefüllt wurden. Die meisten Krystalle sind kurz prismatisch; die charakteristische Endigung durch die flache Pyramide $\frac{1}{2}P$, welche am Eläolith niemals allein auftritt, ist ein weiterer Beweis dafür, dass dieser Cancrinit nicht ein umgewandelter Eläolith ist, sondern eine ganz selbständige Species mit ursprünglicher, eigenthümlicher Krystallbegrenzung bildet.

Leukophangruppe.

38. Leukophan, Esmark.

1840. Tamnau, Pogg. Ann. 48, 504.
 — A. Erdmann, Vet. Akad. Handl. S. 494 und Berzel. Jahresber. 21, 468.
 1844. J. Berzelius, Neues Jahrb. f. Min. S. 683.
 — Wallmark, Vet. Akad. Handl. S. 434.
 1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Archiv etc. S. 533.
 1849. — Neues Jahrb. f. Min. S. 773.
 1855. R. P. Greg, Philos. magazine (4.) 9, 340.
 1856. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann. 98, 257.
 — J. D. Dana, Amer. journ. of science etc. (2.) 21, 205.
 1857. A. Des Cloizeaux, Ann. d. mines 11, 328.
 1858. — Ebenda 14, 372.
 1862. — Man. de minéralogie S. 444.
 1867. — Rec. des savants étrangers 18, 583.
 1870. A. E. Nordenskiöld, Öfver. af Sv. Vet. Akad. Förhandl. S. 557.
 1872. V. v. Lang, Tschermak's min. Mittheil. für 1874, S. 82.
 1873. E. Bertrand, Ann. d. mines, 7. Sér. 3, 24.
 1876. C. F. Rammelsberg, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. S. 57.
 1877. E. Bertrand, Philos. magazine, 5. Ser. 3, 357.
 1878. P. Groth, diese Zeitschr. 2, 499.
 1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. Förhandl. 9, 264.

Dies zuerst von dem bekannten Mineralogen und Pfarrer Esmark entdeckte Mineral ist nur sehr selten in guten Krystallen vorgekommen, ausserdem bieten seine krystallographischen Verhältnisse dem richtigen Verständniss derselben so grosse Schwierigkeiten dar, dass es nicht zu verwundern ist, dass die Kenntniss dieses interessanten Minerals nur langsam

System nur schwierig zu vereinigen. Später wurde durch Brooke und namentlich durch Des Cloizeaux auf Grund optischer Untersuchung ermittelt, dass der Leukophan rhombisch sei.

1870 gab A. E. Nordenskiöld eine Zusammenstellung früher bekannter und eigener Messungen und berechnete daraus das Axenverhältniss

$$a : b : c = 0,9473 : 1 : 0,6382.$$

In der idealen Figur eines Leukophankrystalles, welche der Abhandlung beigegeben, ist das Mineral als rhombisch-holoëdrisch, kurzprismatisch nach der Verticalaxe dargestellt; die beste Spaltungsebene ist dabei als Basis angenommen, in der Verticalzone sind die Flächen von $\{110\} \infty P$, am Ende $\{001\} 0P$ mit schmalen Abstumpfungen von $\{111\} P$ und $\{221\} 2P$ angeführt, ausserdem nach Greg $\{201\} 2\bar{P} \infty$ und $\{212\} \bar{P} 2$. Die angeführten Messungen sind jedoch offenbar sehr ungenau.

1872 veröffentlichte V. v. Lang eine Untersuchung des bekannten grossen, schon von Miller und Greg untersuchten, dem British Museum angehörigen Krystals (s. Fig. 5, Taf. XI); seine Messungen ergaben:

$$a : b : c = 0,9657 : 1 : 0,6707.$$

Auch v. Lang nimmt den Leukophan als rhombisch-holoëdrisch an und stellt den Krystall, wie Nordenskiöld so, dass die vollkommenste Spaltungsfläche als Basis betrachtet wird; folgende Formen werden angeführt: $\{001\} 0P$, $\{110, 1\bar{1}0 \text{ und } 110\} \infty P$, $\{201\} 2\bar{P} \infty$, $\{103\} \frac{1}{2}\bar{P} \infty$, $\{111\} P$, $\{221, 22\bar{1}, 2\bar{2}1\} 2P$, $\{212, 21\bar{2}\} \bar{P} 2$, $\{12\bar{2}\} \bar{P} 2$. Die optische Untersuchung gab in Uebereinstimmung mit derjenigen von Des Cloizeaux, dass die optische Axenebene parallel $\infty \bar{P} \infty$, c die spitze negative Bisectrix; der Winkel der Axenebene mit einer Fläche von ∞P wurde zu $44^{\circ} 21'$ bestimmt.

1873 beschrieb E. Bertrand zwei Leukophan-Krystalle, von welchen der eine von Des Cloizeaux, der andere von ihm selbst gemessen wurden; in beiden Fällen wurde das Reflexionsgoniometer gebraucht. Das Axenverhältniss fand er zu:

$$a : b : c = 0,9827 : 1 : 1,2909$$

oder, wenn wir zum Vergleich mit den obigen Axenverhältnissen die Pyramide $\{111\} P$ von Bertrand gleich $2P$ setzen,

$$a : b : c = 0,9827 : 1 : 0,64545.$$

Folgende Formen wurden (auf dieses Axenverhältniss bezogen) angegeben: $\{110\} \infty P$, $\{001\} 0P$, $\{221\} 2P$, $\{111\} P$, $\{201\} 2\bar{P} \infty$, $\{101\} \bar{P} \infty$, $\{100\} \infty \bar{P} \infty$, $\{021\} 2\bar{P} \infty$. Auch hier wurde noch das holoëdrisch-rhombische Krystallsystem angenommen.

1877 beschrieb E. Bertrand neue Krystalle und machte hier zum ersten Male auf die interessante Thatsache aufmerksam, dass die Leukophan-

krystalle eine entweder hemiëdrisch-rhombische oder eine monosymmetrische Ausbildung besitzen und zweitens, dass sowohl die optische Untersuchung als auch einspringende Winkel der neu erworbenen Krystalle auf Zwillingbildungen hinweisen, wobei die optischen Axenebenen der beiden in Zwillingstellung sich befindenden Individuen 90° mit einander bilden sollten.

1878 hat endlich P. Groth gelegentlich seines Referats der eben erwähnten Abhandlung von Bertrand ein grösseres Material als frühere Forscher untersucht, indem er nämlich erstens die ihm von Bertrand überlassenen Krystalle und ausserdem einige von mir nach Strassburg mitgebrachte Krystalle, welche sich jetzt im Mineraliencabinet der Universität Christiania befinden, zur Verfügung hatte. Er gab dabei folgende, auch von Bertrand adoptirte Erklärung der zuerst von diesem Forscher beobachteten Zwillingkrystalle. Die fast rechteckigen Prismen, welche am Ende von der darauf senkrechten, der vollkommensten Spaltungsebene parallelen Fläche begrenzt sind, zeigen in geschliffenen Platten nach der letzteren Fläche eine Feldertheilung erstens nach den Diagonalen des Prismas, zweitens obwohl undeutlicher nach den Halbierungsrichtungen der Winkel dieser Diagonalen. Es wäre die Platte also aus acht Feldern zusammengesetzt, von welchen je zwei, kreuzweise gelegen, als zusammengehörig angesehen werden könnten, nämlich an der nach Groth copirten Figur Taf. XII Fig. 2 aa , bb , $\alpha\alpha$, $\beta\beta$. Die optischen Axenebenen sollten in zwei Felder a, b oder α und β fast senkrecht, aber nicht genau senkrecht zu einander stehen; die Auslöschungsrichtungen wären also nicht genau parallel mit den Diagonalen des Prismas, sondern sollten in zwei an einander stossenden Feldern a und β oder b und α ca. 4° mit einander bilden. Demnach wären die in dieser Weise ausgebildeten Leukophankrystalle monosymmetrische Vierlinge nach zwei Gesetzen: Zwillingsebene für je zwei Theilstücke ab oder $\alpha\beta$: $0P(004)$; für je zwei Theilstücke $a\beta$ oder $b\alpha$: Zwillingsebene $+P\infty(\overline{1}04)$, wobei also die vollkommenste Spaltungsebene (Nordenskiöld's, v. Lang's etc. $0P(004)$) die allen Theilindividuen gemeinsame Symmetrieebene $\infty P\infty(040)$ wäre, während die äussere Begrenzung der Prismenflächen (Nordenskiöld's, v. Lang's etc. $\infty P(140)$) von den Flächen $0P$ der Einzelindividuen gebildet wären*). Es stützt sich diese Erklärung auch auf die schon von Bertrand gemachte Beobachtung, dass an den Ecken am Ende einspringende Winkel auftreten mit Flächen von: $p = \{110\}\infty P$, $x = \{042\}\frac{1}{2}P\infty$, $y = \{\overline{1}21\}2P2$, $o = \{\overline{1}11\}P$, entsprechend: $\{111\}P$, $\{221\}2P$, $\{101\}\overline{P}\infty$, $\{201\}2\overline{P}\infty$ nach Nordenskiöld's, v. Lang's etc. Stellung.

*) Die Zusammensetzungsfläche zwischen a und b , α und β wäre demnach die Fläche $\{100\}\infty P\infty$.

Es würde mit dieser Auffassung dann auch die von v. Lang bemerkte monosymmetrische Ausbildung des Londoner Krystalls in Einklang stehen.

Das Axenverhältniss berechnete Groth für die monosymmetrischen Einzelindividuen aus den Winkeln seiner Flächen $\infty P\infty(100) : OP(001) = 90^{\circ}0'$, $OP(001) : +P\infty(\bar{1}01) = 45^{\circ}41'*$ und $2P2(\bar{1}24) : \infty P\infty(010) = 33^{\circ}46'**) zu:$

$$a' : b' : c' = 1,064 : 1 : 1,054$$

$$\beta = 90^{\circ}0'.$$

Zuerst im Jahre 1882 und später gelegentlich auch in den nächstfolgenden Jahren erwarb ich eine Anzahl aussergewöhnlich günstig ausgebildeter Bruchstücke von Leukophankrystallen aus einem Vorkommen der Insel Gross-Årö im Langesundfjord, welche mir eine genauere Bestimmung der Krystallformen und des Axenverhältnisses des Leukophan zu versprechen schienen. Ausserdem stellte Herr Professor Freiherr A. E. v. Nordenskiöld die in der reichen Sammlung des Reichsmuseums in Stockholm vorhandenen Leukophankrystalle gütigst zu meiner Verfügung, wofür ich ihm hiermit meinen besten Dank aussprechen darf. Endlich hatte ich von früherer Zeit Notizen über die in Christiania sich befindenden Leukophankrystalle, welche zum Theil ja auch von Groth untersucht wurden. Ich meinte unter diesen Umständen ein besseres Material für die Untersuchung dieses interessanten Minerals als frühere Forscher zur Verfügung zu haben, und konnte nicht ohne Hoffnung sein, vielleicht eine sicherere Auskunft über seine eigenthümlichen krystallographischen Verhältnisse zu gewinnen. Es wurden bei dieser Untersuchung im Ganzen mehr als 20 Krystalle gemessen.

Unter den aus dem Reichsmuseum überlassenen Krystallen befand sich ein kleines Krystallbruchstück — aus dem Vorkommen des Natronkatapleit auf der Insel Klein-Årö stammend —, welches glücklicher Weise sehr genaue Messungen erlaubte, wie kein bis jetzt untersuchter Krystall dieses so selten in gut messbaren Krystallen auftretenden Minerals. Diese Messungen, mit einem Websky'schen Goniometer von R. Fuess ausgeführt, gaben folgende Werthe (s. Taf. XI Fig. 4):

$$\begin{aligned} o : o' &= 72^{\circ}57'40'' \\ h : h' &= 89 \quad 39 \quad 0 \\ h : o' &= 55 \quad 10 \quad 20 \\ h : o &= 55 \quad 12 \quad 15 \\ h' : o' &= 55 \quad 41 \quad 0 \end{aligned}$$

*) Diese beiden Winkel an einem grossen, nicht wie die prismatischen Zwillinge ausgebildeten Krystall, jetzt in Christiania im Universitäts-Mineraliencabinet.

**) Dieser Winkel war der am besten messbare an den von Bertrand herrührenden prismatischen Zwillingen.

$$h' : o = 55^{\circ} 40' 30''^*)$$

$$o' : x = 38 \ 37 \ 50$$

$$h' : x = 27 \ 38 \ 40$$

$$o' : c = 53 \ 20 \ 50$$

$$x : c = 62 \ 43 \ 30$$

Die Fläche c , die vollkommenste Spaltungsfläche, war nur ungenügend, die übrigen Flächen sehr gut ausgebildet.

Die vier Winkel der Flächen h , h' , o , o' zeigen, dass die beiden Flächen o , o' , welche in einer Zone mit a und c liegen, zu den beiden Flächen h , h' vollständig symmetrisch gelegen sind. Wir wollen deshalb vorläufig den Krystall als rhombisch berechnen und dann nachträglich untersuchen, wie sich damit die gesammten Ergebnisse der Untersuchung des vorliegenden Materials, wie der früher beschriebenen Krystalle, vereinigen lassen.

Aus den zwei Messungen o , o' und h , h' erhält man, wenn c als $OP(004)$, o als ein Makrodoma, h als ein Verticalprisma aufgefasst wird:

$$a'' : b'' : c'' = 0,99394 : 1 : 1,34435$$

oder wenn man die c -Axe mit 2 dividirt:

$$a : b : c = 0,99394 : 1 : 0,672175.$$

Dass dies Axenverhältniss befriedigend genau ist, geht aus dem Vergleich der an dem Krystall gemessenen Winkel mit den berechneten hervor:

Berechnet:	Gemessen:
$o : h = 55^{\circ} 43' 25''$	$55^{\circ} 42' 15'' - 55^{\circ} 40' 20''$
$h' : x = 27 \ 44 \ 17$	$27 \ 38 \ 40$
$o' : x = 38 \ 37 \ 55$	$38 \ 37 \ 50$

Da im Polarisationsinstrumente die Lage der optischen Axenebene als parallel der kleinsten Fläche a , senkrecht auf c bestimmt wurde, wollen wir also im Einklang mit der früher von Greg, v. Nordenskiöld, v. Lang etc. gewählten Stellung die oben erwähnten, sämtlich früher schon bekannten Formen als

$$\begin{array}{ll} h = \{110\} \infty P & c = \{004\} 0P \\ a = \{100\} \infty \bar{P} \infty & x = \{221\} 2P \\ o = \{204\} 2\bar{P} \infty & b = \{040\} \infty \bar{P} \infty \end{array}$$

auffassen.

Der Krystall zeigt, wie wir sehen, eine hemiëdrische Ausbildung nach der spenoidischen Hemiëdrie, indem die Pyramide $\{221\} 2P$ vorn nur rechts,

*) Die Fläche h' gab bei der Messung $h' : o$ drei Reflexe, welche von der Fläche h' selbst und von zwei vicinalen Flächen der Zone $h' : x$ herrührten; einer der Werthe gab $55^{\circ} 40' 30''$. Da die störenden Flächen in der Zone $h' : x$ liegen, wurde der Werth der Messung $h : h'$ selbstverständlich dadurch nicht beeinträchtigt.



oben, weder links oben, noch rechts unten, auftritt; links unten ist der Krystall schräg abgeschnitten, sodass die Ausbildung sich hier nicht kontrolliren lässt. Ganz entsprechend ist nun auch ein zweiter ebenfalls aus dem Reichsmuseum herrührender grösserer Krystall (Taf. XI Fig. 3) ausgebildet; derselbe zeigt an einer Ecke folgende Flächen: h und $h' = \infty P(110)$ und $(1\bar{1}0)$, $o = 2\bar{P}\infty(204)$ und $(20\bar{1})$, diese beiden Formen vorherrschend, ferner, wenn wir den Krystall sphenoidisch-hemiëdrisch auffassen: $x = \frac{2P}{2}$ ($x(221)$ und $x(2\bar{2}\bar{1})$), $p'' = \frac{P}{2}x(1\bar{1}\bar{1})$, $u'' = \frac{3P}{2}x(2\bar{2}\bar{5})$, endlich oben $d = \frac{1}{2}\bar{P}\infty(103)$ und rechts oben $t = \frac{\bar{P}2}{2}x(212)$ beide schlecht ausgebildet, und $b = \infty\bar{P}\infty(010)$, sowie $c = 0P(001)$ und $(00\bar{1})$. Das Auftreten der Pyramide $2P$ als Sphenoid, ebenso wie das Vorherrschen der Flächen von ∞P und $2\bar{P}\infty$ sind beiden Krystallen eigenthümlich. Ich werde die in dieser Weise ausgebildeten Krystalle als

Typus I. Krystalle mit makrodomatisch-verticalprismatischem Typus

bezeichnen. Dieselben sind nach der Makrodiagonale etwas verlängert und nur in untergeordneter Weise von $0P$ und Sphenoidflächen begrenzt. Krystalle von diesem Typus scheinen relativ selten zu sein.

Typus II. Krystalle mit tafelartiger Ausbildung nach der Basis.

Unter dem von mir selbst erworbenen Materiale von Leukophan befanden sich nicht weniger als ungefähr 15 Krystalle und brauchbare Krystallbruchstücke mit tafelartigem Typus. Der grösste derselben ist recht vollständig, ungefähr 20 mm im Quadrat bei ca. 3 mm Dicke, die meisten übrigen sind nicht viel kleiner, aber nur in Bruchstücken erhalten, da eben diese dünntafelförmigen Krystalle ungemein zerbrechlich und stark zerspalten sind. Die Farbe ist weiss, oder schwach grünlich weiss, bisweilen sind sie vollständig farblos; einige schön wasserhell, durchsichtig und alle wegen ihrer dünnen Tafelform leicht optisch zu orientiren.

Einige dieser Krystalle zeigten nun in ausgezeichnete Weise eine sphenoidisch-hemiëdrische Ausbildung, welche auch an den oben erwähnten Krystallen angedeutet war. Ein solcher sphenoidisch ausgebildeter, nach der Basis tafelartiger Einzelkrystall ist Taf. XI Fig. 4 vergrössert in natürlicher Ausbildung der Flächen dargestellt. Nach Bestimmung der Lage der dem Makropinakoid parallelen optischen Axenebene im Polarisationsinstrumente, liessen sich die Zeichen der gemessenen Sphenoidflächen bestimmen;

der Krystall ist demnach begrenzt von: $c = \{001\}0P$, $p = x\{111\}\frac{P}{2}$, $x = x\{221\}\frac{2P}{2}$, $s = x\{223\}\frac{2P}{2}$, $-\frac{1}{2}P$ ($\frac{1}{2}$ wahrscheinlich $= \frac{1}{2}$, also eine sehr flache Pyramide; das Zeichen liess sich an diesem Krystall nicht sicher bestimmen), ferner $\frac{1}{2}P\infty$ (wahrscheinlich $\{104\}\frac{1}{2}\bar{P}\infty$) und $\omega = \{404\}4\bar{P}\infty$. Die Flächen der drei positiven Sphenoiden treten an der messbaren Ecke sowohl vorn rechts oben, als vorn links unten auf. Die Fläche $\omega = 4\bar{P}\infty$ wurde aus den Zonen $[(001):(10x)]$ und $[(111):(2\bar{2}1)]$ bestimmt. Die grosse Fläche δ des Krystalls liess sich nicht sicher symbolisiren, da dieselbe matt ist; am nächsten stimmte sie mit $2\bar{P}\infty(021)$. Dieser Krystall ist demnach, wenn wir auf das Auftreten des positiven Grundsphenoids Gewicht legen, ein rechter Krystall (in der Tabelle S. 274 mit Nr. XV bezeichnet). Ein zweiter rechter Krystall (mit $\frac{P}{2}$, $-\frac{1}{2}P$ (wahrscheinlich $-\frac{1}{2}P$), $2\bar{P}\infty$, und $\frac{1}{2}\bar{P}\infty$ ($\frac{1}{2}\bar{P}\infty?$)) ist Taf. XI Fig. 14 dargestellt. Andererseits kommen aber auch — und zwar mit Formen von denselben Parameterverhältnissen — linke Krystalle vor; ein solcher ist z. B. Taf. XI Fig. 6 abgebildet. Die an demselben auftretenden Formen sind (s. in der Tabelle S. 274 Nr. XIX):

$$c = \{001\}0P, \quad x = x\{117\}\frac{1}{2}P, \quad p' = x\{111\} - \frac{P}{2}, \quad s' = x\{2\bar{2}3\} - \frac{3}{2}P, \\ x' = x\{2\bar{2}1\} - \frac{2P}{2}, \quad \frac{1}{2}\bar{P}\infty \text{ (vielleicht } \frac{1}{2}\bar{P}\infty).$$

Die Flächen von $\frac{1}{2}P$ erscheinen sowohl vorn rechts oben, als vorn links unten und zwar sehr vorherrschend, ebenso die Flächen der negativen Sphenoiden sowohl vorn links oben als vorn rechts unten ausgebildet*).

In der Regel sind nur rechte und linke Krystalle auf verschiedene Weise zu Zwillingen verbunden. Der einfachste Fall ist dabei der, dass ein rechter und ein linker Krystall in Zwillingsstellung nach dem Gesetz: Zwillingssebene eine Fläche von $\{110\}\infty P$, in der Weise verwachsen sind, dass die Zwillingssebene zugleich ungefähr die Verwachsungsebene ist, sodass beide Individuen seitlich mit einander verbunden sind. Auch hierbei können nun dadurch Variationen dieser Zwillingsverwachsung entstehen, dass bei der Stellung der optischen Axenebene parallel dem Beobachter in dem vorderen Individuum dies entweder ein rechtes oder ein linkes sein kann, wobei ferner die Zwillingssebene entweder die Fläche $(\bar{1}\bar{1}0)$ oder $(\bar{1}10)$

*) Nachdem das Obenstehende schon längst geschrieben und die Tafeln fertig gezeichnet waren, habe ich in diesem Jahre (1889) wieder eine Anzahl noch besser ausgebildeter sphenoidischer Einzelkrystalle erhalten. Nach diesem reicheren Material wurden dann die drei ideal gezeichneten Figuren 4, 8 und 6, Taf. XIII, gezeichnet und beigelegt.

des vorderen Individuums sein kann. Die Verwachsungsebene ist aber keine regelmässige Ebene, sondern beide Individuen greifen gern unregelmässig über einander, was namentlich bei der optischen Untersuchung dieser tafelförmigen Krystalle leicht zu controliren ist, indem an solchen Stellen das Interferenzbild ein doppeltes mit ungefähr senkrecht gekreuzten Axenebenen ist. Zwillinge mit dieser Ausbildung würden vollständig wie einzelne rechte oder linke Krystalle aussehen. Wenn wir z. B. einen solchen Zwilling vor uns haben, an welchem die Zwillings- und Verwachsungsebene eine Fläche $(\overline{1}\overline{1}0)$ des vorderen rechten Individuums ist, so ist der Krystall also begrenzt von: vorn rechts oben $\frac{P}{2}$, $\frac{2P}{2}$ etc., unten $-\frac{\frac{1}{2}P}{2}$ etc.; hinten links oben $-\frac{P}{2}$, $-\frac{2P}{2}$ etc., unten $\frac{\frac{1}{2}P}{2}$ etc.; alle diese Flächen werden aber in einer Zone mit einander und mit $0P$ liegen, wie an einem Einzelkrystall, und nur dadurch verschieden sein, dass je zwei Flächen der Zone mit demselben Parameterverhältniss an dem Zwilling verschiedenes Zeichen $+$ und $-$ haben werden. Die Flächen der beiden Krystalle, deren Zonenachsen senkrecht auf der Zwillingsaxe stehen, werden also in eine Zone fallen. Dagegen werden die Flächen des rechten Krystalls vorn, deren Zonenaxe parallel der Zone $0P$: $x\{1\overline{1}8\}-\frac{\frac{1}{2}P}{2} : x\{1\overline{1}1\}\frac{P}{2}$, nicht in einer Zone mit der Zwillingsaxe liegen, sondern deren Zonenaxe wird mit der Zwillingsaxe einen Winkel von $179^{\circ}39'$ bilden; ebenso die entsprechende Zonenaxe des hinteren linken Individuums, aber nach der anderen Seite. Die beiden Zonenachsen werden also einen Winkel von $0^{\circ}42'$ mit einander bilden, und selbstverständlich werden alle diesen beiden nahe zusammenfallenden Zonen angehörigen Flächen, welche an dem Einzelkrystall ungebrochen erscheinen würden, hier ganz schwach ausspringende Winkel aufweisen.

Gewöhnlich sind nun aber zwei in Zwillingsstellung nach dem erwähnten Gesetz verbundene Individuen nicht zugleich mit der Zwillings-ebene verwachsen, sondern mit einer mehr oder weniger regelmässig mit der Basis zusammenfallenden Fläche verbunden. Ein solcher Fall ist Taf. XI Fig. 2 dargestellt (Kr. Nr. XX). Der obere Krystall ist ein linkes Individuum mit folgenden Flächen: $p' = (1\overline{1}1), (\overline{1}11)-\frac{P}{2}$; $s' = (2\overline{2}3), (\overline{2}23)-\frac{\frac{3}{2}P}{2}$, $x' = (2\overline{2}1), (\overline{2}21)-\frac{2P}{2}$, sowie $\chi = (117)\frac{\frac{1}{2}P}{2}$ und $(118)\frac{\frac{1}{2}P}{2}$, endlich $0P$ oben; unten springt das obere Individuum nach der Seite hin frei hervor und zeigt hier also $x\{1\overline{1}8\}\frac{\frac{1}{2}P}{2}$, ausserdem noch $0P$ und ein niedriges Makrodoma $\frac{1}{4}\overline{P}\infty(?)$. Durch die frei hervorragende Partie des oberen Krystalls konnte die Lage der optischen Axenebene bestimmt werden. Zwischen dieser frei hervorragen-

den Partie des oberen linken Individuums und dem etwas schmälere unteren rechten Individuum sind einspringende Winkel der Flächen beider vorhanden. Das untere Individuum zeigt nun wieder dieselben Flächen, wie das obere, nur kommen denselben immer entgegengesetzte Vorzeichen zu; auch dies konnte an einer frei hervorragenden Ecke des unteren Individuums durch Bestimmung der Lage der optischen Axenebene entschieden werden. Wo beide Individuen über einander liegen, erhält man ein doppeltes Interferenzbild mit fast senkrecht gekreuzten Axenebenen. Es würde auch dieser Krystall wie ein Einzelkrystall aussehen, wenn nicht die optische Untersuchung in Verbindung mit den einspringenden Winkeln an der Unterseite die Zwillingsbildung bewiese. Auch hier liegen natürlich die Sphenoidflächen beider Individuen, deren Zonenaxe gemeinsam und senkrecht auf der Zwillingsaxe ist, in derselben Zone, während die zweite Zone der Sphenoiden der Grundpyramiden für das obere und das untere Individuum nicht genau zusammenfallen kann, was auch durch die Beobachtung bestätigt wurde.

Das in Taf. XIII Fig. 2 dargestellte Bruchstück zeigt einfache Zwillingsbildung nach der Basis (Ergänzungszwilling), mit einspringendem Winkel zwischen zwei Flächen $\frac{2P}{2}$. Die Zwillingssebene dient zugleich als Verwachsungsebene. Die auftretenden Formen sind die häufigsten: $\{111\}\frac{P}{2}$, $\{221 \text{ und } 2\bar{2}1\}\frac{2P}{2}$, $\{223\}\frac{3P}{2}$, $\{201\}2\bar{P}\infty$ und $\{101\}\bar{P}\infty$, ausserdem an dem einen Individuum die gewöhnlichen stumpfen Flächen $-\frac{1}{2}P\left(-\frac{1}{2}P\right)$. Derartige Zwillinge mit deutlich einspringenden Winkeln sind relativ selten.

Ausser den eben erwähnten Arten der Zwillingsverwachsung kommen aber an den tafelförmigen Krystallen auch ausgezeichnete Durchkreuzungszwillinge vor; ich habe einen solchen in idealer Ausbildung in der Horizontalprojection Taf. XII Fig. 7*) und daneben Tab. XI Fig. 7 einen in dieser Weise ausgebildeten Krystall (Nr. II) mit seiner wirklichen Flächenausdehnung dargestellt. In jedem Viertel des zusammengesetzten Krystalls ist ein rechtes und ein linkes Individuum mit der basischen Fläche verwachsen. Die in der Figur eingezeichneten Flächen sind die schon oben

*) Die Figur zeigt nur die Oberseite des Zwilling in Projection auf $0P(001)$, die Unterseite ist aber präcis entsprechend, da der zusammengesetzte Krystall oben und unten vollständig symmetrisch nach $0P(001)$ ausgebildet ist. Die Individuen auf der Unterseite sind mit punktierten Zahlen bezeichnet. Die auftretenden Flächen sind in allen Oktanten entsprechend und deshalb nur im Oktanten oben vorn durch Signaturen bezeichnet.

erwähnten für die tafelartigen Krystalle charakteristischen Sphenoide:

$$\pm \frac{P}{2}, \pm \frac{\frac{3}{2}P}{2}, \pm \frac{2P}{2}, \pm \frac{\frac{1}{2} - \frac{1}{3}P}{2}, \text{ ausserdem noch } 2\bar{P}\infty \text{ und } \frac{1}{4}\bar{P}\infty.$$

Es ist also I, I' ein rechtes Individuum, oben vorn und hinten in gekreuzter Stellung zu den rechten Individuen II, II' unten links und rechts nach dem Gesetz: Zwillingsfläche $\infty P(1\bar{1}0)$, ferner nach demselben Gesetz in Zwillingsstellung zu den linken Individuen II^{II}, II^{III} oben links und rechts, und endlich in Zwillingsstellung zu dem linken Individuum I^{II} und I^{III} unten vorn und hinten nach dem Gesetz: Zwillingssebene $0P$; ganz entsprechend ist nun II^{II}, II^{III}, beide einem linken Individuum angehörig; mit I^{II} und I^{III} (einem linken Individuum) und I, I' (einem rechten Individuum) nach $(\bar{1}\bar{1}0)\infty P$, endlich mit dem rechten II, II' nach $0P$ zwillingsartig verwachsen. Dagegen kann die Grenze zwischen dem Viertel II, II^{II} und I^{III}, I' (ebenso wenig wie zwischen II^I, II^{III} und I, I^{II}) nicht eine, den beiden aneinander stossenden Vierteln gemeinsame Prismenfläche $(\bar{1}10)\infty P$ sein, wie sehr leicht nachzuweisen (s. unten). Ein in dieser Weise aufgebauter Krystall besteht also aus zwei rechten und zwei linken Individuen in eigenthümlicher Durchkreuzung nach zwei Zwillingsgesetzen, ist also ein Durchkreuzungsvierling und Ergänzungszwilling nach den Gesetzen: »Zwillingssebene ∞P « und »Zwillingssebene $0P$ «, wobei sich in jedem Viertel ein rechtes und ein linkes Individuum in Zwillingsstellung nach $0P$ ergänzen und mit $0P$ berühren.

Einen Beweis der Richtigkeit dieser Auffassung liefert der ausgezeichnete Taf. XI Fig. 7 abgebildete Krystall, der Universität zu Stockholm angehörig; derselbe ist, wie man sieht, oben und unten an drei Seiten und zwei Ecken vollständig ausgebildet, im Quadrat ungefähr 20 mm gross bei ungefähr 3 mm Dicke. Die an demselben auftretenden Formen sind: $c = \{004\} 0P$, $p = x\{111\} \frac{P}{2}$ und $p' = x\{1\bar{1}1\} - \frac{P}{2}$, $s = x\{223\} \frac{\frac{3}{2}P}{2}$ und $s' = x\{2\bar{2}3\} - \frac{\frac{3}{2}P}{2}$, $\chi = x\{117\} \frac{\frac{1}{2}P}{2}$ und $\chi' = x\{1\bar{1}7\} - \frac{\frac{1}{2}P}{2}$, $\psi = x\{118\} \frac{\frac{1}{2}P}{2}$ und $\psi' = x\{1\bar{1}8\} - \frac{\frac{1}{2}P}{2}$, $\xi = x\{119\} \frac{\frac{1}{2}P}{2}$ und $\xi' = x\{1\bar{1}9\} - \frac{\frac{1}{2}P}{2}$, $\varrho = x\{8.7.12\} \frac{\frac{3}{2}\bar{P}\frac{3}{2}}{2}$, $o = \{201\} 2\bar{P}\infty$, $e = \{104\} \frac{1}{4}\bar{P}\infty$, $g = \{106\} \frac{1}{8}\bar{P}\infty$.

Die Vertheilung der Flächen ist an diesem Krystall ganz mit der Forderung der idealen Figur übereinstimmend. Die optische Untersuchung im Polarisationsinstrumente zeigte, dass bei je zwei in einer Prismenfläche sich berührenden Vierteln die Orientirung der optischen Axenebenen ungefähr eine senkrechte ist; die obere und untere Hälfte dagegen zeigten keine merkbar verschiedene Orientirung. Dass die unteren Theile des Krystalls (in jedem Viertel die Hälfte) sich in Zwillingsstellung nach $0P$ zu den oberen befinden, zeigte sich sowohl an diesem Krystall, wie auch an

Bruchstücken anderer, deutlich durch die einspringenden Rinnen (in Fig. 7 nicht ausgedrückt) an der keilförmig zugeschärften Kante der stumpfen Sphenoide, ferner auch dadurch, dass die Krystalle nach dieser Zwillingsfläche $0P$ besonders leicht in zwei Hälften zerspringen, weshalb diese Zwillingsgrenze an quergeknickten Bruchstücken oft sehr scharf markiert ist.

Auf den Flächen der stumpfen Sphenoide $\pm \frac{1}{2}P'$ bis $\pm \frac{1}{2}P$ sollte man nun erwarten, eine deutliche Zwillingsgrenze nach ∞P durch Knickung der erwähnten Flächen angedeutet zu finden. Eine solche erkennt man nun zwar nicht, die Flächen $\frac{1}{2}P$ bis $\frac{1}{2}P$ bilden aber immer eine regelmässig schwach gewölbte Fläche, an welcher die einzelnen Sphenoide in der Regel nur schlecht zu bestimmen sind. Die Abrundung dieser zusammengesetzten Flächen geschieht nun: erstens in der Zone $x(1\bar{1}9) - \frac{1}{2}P$ etc.: $(1\bar{1}0)\infty P$, zweitens auch nach beiden Seiten hin in Zonen $x(1\bar{1}6) - \frac{1}{2}P$ etc. zu $(110)\infty P$, was eben durch die Zwillingsbildung nach dem Prisma erklärlich scheint, indem nämlich die gewölbte Beschaffenheit der Flächen der Zone der stumpfen Sphenoide die von der Zwillingsbildung erforderte Knickung ersetzt. Nahe an den Ecken ist die Krümmung am stärksten, indem hier bisweilen zu den stumpfen Flächen der Zone $0P: \infty \bar{P}\infty$, nämlich $\{103\}\frac{1}{2}\bar{P}\infty$ bis $\{106\}\frac{1}{2}\bar{P}\infty$ ein kontinuierlicher Uebergang stattfindet und zwar findet dies statt bei sonst ausgezeichneten Flächenbeschaffenheit. Die Flächen von $\varrho = x\{8.7.12\}\frac{3}{2}\bar{P}\frac{3}{2}$ sind auch häufig gewölbt und tragen zu der Abrundung bei.

Sämmtliche Bruchstücke der tafelartigen Krystalle zeigten nun die eine oder die andere der oben beschriebenen Ausbildungsweisen; da sie sämmtlich dünn genug waren, um im Polarisationsinstrumente orientirt zu werden, erlaubten sie eine mehrmals wiederholte Controle der Richtigkeit der obigen Auffassung. Die meisten zeigen eine nahe Uebereinstimmung der Flächencombination, immer vorherrschend $0P$, dann in einer Zone oben die spitzeren Sphenoide $\pm \frac{1}{2}P$, $\frac{P}{2}$, $\frac{2P}{2}$, in der anderen Zone oben die flachen $\mp \frac{1}{2}P$ bis $\pm \frac{1}{2}P$, ferner die Makrodomen $\frac{1}{2}\bar{P}\infty$ bis $\frac{1}{2}\bar{P}\infty$, $2\bar{P}\infty$ und selten $4\bar{P}\infty$. Seltener treten auch Brachydomen $\frac{3}{2}\bar{P}\infty$ und $\frac{3}{2}\bar{P}\infty$ auf. Als seltenere Flächen der tafelförmigen Krystalle sind auch zu erwähnen

$\alpha\{225\} + \frac{1}{2}P$ und $\alpha\{8.7.12\} \pm \frac{1}{2}\bar{P}3$. Ferner dürfen wir zu dem Typus der tafelförmigen Leukophankrystalle nach Greg's und V. v. Lang's Zeichnungen auch wohl noch den bekannten Londoner Krystall (Fig. 5 Taf. XI) hinzurechnen. Nach Vergleich mit den von mir untersuchten Krystallen dürfte derselbe wahrscheinlich als ein Ergänzungszwilling eines rechten und eines linken Krystalls nach dem Gesetz: Zwillingssebene $0P$ aufzufassen sein, was aber nur durch die optische Untersuchung des ganzen Krystalls zu entscheiden wäre.

Die an den tafelarartigen Krystallen gemessenen besten Winkel sind in der untenstehenden Tabelle S. 274 angeführt.

Die eben beschriebenen tafelarartigen Krystalle des Leukophan, welche von so wesentlicher Bedeutung für das Verständniss seiner Krystallform sind, kamen fast ausschliesslich auf einem kleinen Gange auf der Westseite der Insel Gross-Arö vor. Von begleitenden Mineralien beobachtete ich an Ort und Stelle (1884): weissen Feldspath, schwarzen Glimmer, Aegirin, strahligen Astrophyllit, weissen und rothen (aus Sodalith gebildeten) Spreustein, Analcim in grossen Massen; als Seltenheiten kamen noch Wöhlerit, schwarzer Zirkon, Löllingit, Molybdänglanz etc. vor.

Die guten Leukophankrystalle sassen hier in Gruppen von oft radialer Anordnung zusammen und waren gegen Analcim auskrystallisirt. Ursprünglich waren also die Leukophankrystalle in Drusenräumen zwischen den, wie gewöhnlich, nach $\{010\} \infty P \infty$ dicktafelförmigen Krystallen des Feldspath auskrystallisirt und diese Drusenräume wurden dann später von Analcim ausgefüllt. Der Leukophan ist also hier, wie gewöhnlich, offenbar von späterer Bildung, als der Feldspath etc., anderseits älter als Analcim. Doch beweisen mehrere Stufen dieses Vorkommens, dass die Feldspathbildung wenigstens nicht ganz abgeschlossen war, als die Leukophanbildung anfang, dass also diese Mineralien hier theilweise gleichzeitig gebildet wurden; man sieht nämlich an diesen Stufen, dass der Leukophan und der Feldspath einander, zum Theil beide nicht mit ordentlichen Krystallflächen berühren, dass sie einander demnach gegenseitig in ihrer Krystallisation gehindert haben.

An einigen Partien dieser kleinen Gangmasse zeigten die Stufen mit Leukophankrystallen ganz vorherrschend sphenoidische Einzelkrystalle, an anderen ausschliesslich Zwillingskrystalle in den verschiedenen oben erwähnten Verwachsungen.

Neuerdings wurden ähnliche, aber schlechter ausgebildete weisse tafelförmige Leukophankrystalle auch an einem der Vorkommnisse des Melanocerit, an der Insel Kjeö bei Barkevik, in geringer Anzahl aufgefunden.

Typus III. Krystalle mit dicksphenoidischem Typus.

Auf Låven in der Nähe der Insel Stokö im Langesundfjord kommen Krystalle vor, welche in ihrem Typus von den übrigen Vorkommnissen oft abweichen. Da mir gegenwärtig nur ein einziger Krystall von diesem Habitus, dem Reichsmuseum in Stockholm angehörig, vorliegt, muss ich mich darauf beschränken, diesen einen Krystall zu beschreiben, indem ich jedoch nach früheren Beobachtungen bemerken kann, dass Krystalle, welche ich unter dieser Bezeichnung zusammenfasse, zum Theil recht abweichend ausgebildet sind. An dem erwähnten, Taf. XI Fig. 10 abgebildeten, unvollständig erhaltenen Krystall treten an einer Ecke folgende Formen auf:

$v = x\{445\}\frac{1}{2}P$ sehr vorherrschend rechts oben, in der Zone mit diesem Sphenoid ferner $x = x\{221\}\frac{2P}{2}$ und $s = x\{223\}\frac{1}{2}P$, beide als schmale Abstumpfungen, ferner $c = \{001\}0P$. Links unten ist nur $s = x\{2\bar{2}3\}\frac{1}{2}P$ bestimmbar; in einer Zone mit dieser Fläche und $0P$ unten ganz vorherrschend die linke Fläche des Grundprismas $h = \{1\bar{1}0\}\infty P$, sowie oben links ganz klein $x' = x\{2\bar{2}1\} - \frac{2P}{2}$. Ferner als Abstumpfung sowohl vorn oben als vorn unten $o = \{201\}2\bar{P}\infty$, sowie vielleicht die sonst nur von Bertrand angeführte Fläche $\delta = 2\bar{P}\infty$, wenn nicht der Krystall, wie doch wahrscheinlich, einen Zwilling nach ∞P darstellt, was freilich wegen der Dicke desselben nicht durch optische Untersuchung entschieden werden konnte.

Der Unterschied dieses Krystalls von dem Typus I ist wesentlich der, dass die Makrodomen eine ganz untergeordnete Rolle spielen, wobei der Krystall also nicht nach der Makrodiagonale ausgezogen, sondern nach derselben stark verkürzt erscheint.

Typus IV. Prismatische Durchkreuzungsvierlinge von Aröskjär.

Hierzu gehören die von E. Bertrand in Phil. mag. 1877 und von P. Groth a. a. O. genauer beschriebenen, interessanten Durchkreuzungskrystalle, deren optische Untersuchung zu der Ansicht führte, dass der Leukophan monosymmetrisch wäre. Dieselben sind in der Regel von recht stark grüner Farbe mit einem Stich ins Gelbe, oft von bedeutender Grösse, und nach der Verticalaxe ausgezogen. Die von mir gegründete Mineraliensammlung der Hochschule Stockholm besitzt wahrscheinlich den grössten bekannten Krystall von Leukophan, welcher eben diesem Typus angehört, ist, ein Prisma von 118 mm Länge mit einem Querschnitt, dessen Seite

ungefähr 65 mm ist, an beiden Enden, welche frei ausgebildet sind, nur von den Flächen $\{001\}OP$ begrenzt. Ein bedeutend kleineres Exemplar in derselben Sammlung misst in der Länge 45 mm, an den Seiten des Querschnitts 14 und 16 mm; am Ende sind ausser OP an den Ecken einspringende Winkel nach den Diagonalen des Querschnitts, mit unbestimmbaren flachen Sphenoidflächen; ein drittes sonst schlechtes Exemplar zeigt am Ende die einspringenden Winkel an den Ecken mit Flächen von spitzeren Sphenoiden $\frac{P}{2}$, $-\frac{P}{2}$ und $\frac{2P}{2}$, $-\frac{2P}{2}$ sehr deutlich. Das schönste Exemplar dieses Vorkommens befindet sich jedoch in Christiania in dem Universitäts-Mineralien cabinet, ist etwas kleiner als der oben erwähnte grösste Krystall, aber ganz vorzüglich erhalten, ebenfalls nur von ∞P und OP begrenzt.

Ausser diesen grösseren Krystallen sind nun von demselben Vorkommen, auf der Insel Eikaholmen (bei der Insel Arö), auch bedeutend kleinere, theils grüne, theils weissliche Krystalle mit ganz demselben Typus in die Sammlungen gelangt, und zwar wie unten gezeigt werden soll, Durchkreuzungsvierlinge, mit äusserer Begrenzung von ∞P und OP , welche in Drusen mit Aegirin, Astrophyllit, Kataplekt, Eukolit, Natrolith etc. (als Seltenheiten ferner Orangit, Zinkblende, Molybdänglanz, Thomsonit etc.) zusammen vorkommen. An diesen kleineren Krystallen, welche, von Nadel dicke bis zur Dicke einiger Millimeter bei einer Länge von 5, 10, selten mehr als 15 mm, oft ein inniges Krystallgewebe bilden, ist am Ende bisweilen ganz deutlich die kreuzweise Anordnung der Zwillingsindividuen zu beobachten. Platten solcher kleineren Krystalle dieses Typus waren es wohl, welche von E. Bertrand und P. Groth untersucht wurden.

Ehe wir nun den eigenthümlichen Aufbau dieser Krystalle genauer beschreiben, ist es nöthig, nach den schon oben mitgetheilten Beobachtungen die vorläufige Annahme des rhombischen Krystallsystems zu bestätigen, indem dabei gezeigt werden soll, dass die Annahme des monosymmetrischen Krystallsystems nicht gut mit diesen Beobachtungen zu vereinigen ist.

Es zeigt nun erstens das Vorkommen der oben erwähnten einzelnen rechten und linken tafelförmig-sphenoidischen Krystalle, dass, wenn das monosymmetrische Krystallsystem angenommen werden soll, zugleich eine Hemimorphie nach der Symmetrieaxe angenommen werden müsste. Ferner müsste aus jedem rechten Sphenoid der Zone der Grundpyramiden zwei Flächen einem Verticalprisma, rechts vorn und hinten, die beiden übrigen einem Klinodoma links oben und unten, aus jedem linken Sphenoid der Zone der Grundpyramiden ebenso zwei Flächen einem Verticalprisma links vorn und hinten, die beiden übrigen einem Klinodoma rechts oben und unten angehörig sein. Da es nun eine bedeutende Zahl von Sphenoiden

giebt, welche an den tafelförmigen Krystallen ganz deutlich als Sphenoido ausgebildet sind, würden schon diese Umstände für ein monosymmetrisches Mineral ganz auffallend sein, indem bei einem solchen das Auftreten einer Reihe von Verticalprismen ja gar nicht in irgend welcher von der Symmetrie geforderten Beziehung zu einer ganz entsprechend auftretenden Reihe von Klinodomen steht. Noch auffälliger gestaltet sich dabei die Theilung der Flächen der nicht in der Zone der Grundsphenoido liegenden Sphenoido $\frac{P_2}{2}$, $\frac{P_2}{2}$, $\frac{3}{2}P_2$ etc., etc. Kurz zusammengefasst: die Vertheilung der beobachteten Flächen stimmt mit der Annahme der sphenoidischen Hemiedrie des rhombischen Systems durchgehends, dagegen würde dieselbe ausserordentlich auffallend sein bei der Annahme eines monosymmetrischen Axensystems nach der von Groth vorgeschlagenen Weise, wobei ausserdem nothwendig eine Hemimorphie nach der Symmetriexaxe angenommen werden müsste. Schon durch die Flächenvertheilung der einfachen sphenoidischen Krystalle kann deshalb die Angehörigkeit zum rhombischen System als bewiesen angesehen werden.

Aber nicht nur die Flächenvertheilung, sondern auch die Winkelmessungen stimmen ausgezeichnet mit den Forderungen des rhombischen, dagegen nicht mit denen des monosymmetrischen Systems. Wir können in dieser Beziehung nur die sehr genauen Messungen an dem zuerst erwähnten Krystall Nr. I in Betracht ziehen. An diesem Krystall müsste die vollkommenste Spaltfläche wieder die monosymmetrische Symmetrieebene sein; da nun ferner die optische Axenebene jedenfalls sehr nahe parallel der Fläche a (Taf. XI Fig. 1) ist, müssten meine Flächen h , h' nach Groth's Stellung den beiden Flächen c , \bar{c} eines Zwillings nach ∞P entsprechen*). Alsdann müssten aber statt einer Zone o , a , o' , c (Fig. 1), deren Flächen vollständig symmetrisch zu den beiden Flächen h , h' liegen und deren Zonenaxe senkrecht zur Halbirungsebene des Winkels hh' liegt, zwei Zonen, deren Zonenaxen einen einspringenden Winkel von $0^\circ 42'$ bilden müssten, auftreten. Es wäre nämlich nach Groth der Winkel $\beta = 90^\circ 0'$; wenn also als Zwillingfläche $P\infty$ angenommen würde, müsste selbstverständlich ∞P mit OP denselben Winkel wie $P\infty$ nämlich $45^\circ 10\frac{1}{2}'$, bilden: eine Fläche senkrecht auf die Zwillingsebene $P\infty$ würde also kein krystallogomisch mögliches Zeichen erhalten. Es müssten also die Flächen o , a , o' sämtlich gebrochen erscheinen, was nicht der Fall ist, und müssten mit

*) Der Krystall könnte nämlich nicht an dieser Ecke einfach sein, indem dann der Winkel h , h' einer Fläche OP zu einer Fläche $\infty P\infty$ $90^\circ 0'$ bilden müsste, während $89^\circ 39'$ gefunden wurde. Diese Annahme, dass die Flächen OP : $\infty P\infty$ (Groth) 90° mit einander bilden müssten, würde deshalb ganz nothwendig sein, weil dies schon aus den Zonenverhältnissen des Bertrand'schen Krystalls (s. Groth a. a. O. S. 304) gefordert und auch unter Annahme der Groth'schen Stellung an meinen Krystallen bestätigt wird.

den muthmasslichen OP -Flächen h, h' andere Winkel als die gemessenen bilden. Das Vorhandensein einer Zone o, a, o' , welche vollkommen symmetrisch zu den beiden mit einander $89^\circ 39'$ bildenden Flächen h, h' gelegen ist, beweist also in Verbindung mit den Zonenverhältnissen der Endflächen der prismatischen und tafelförmigen Krystalle, ebenso wie die beschriebenen sphenoidisch ausgebildeten tafelförmigen Einzelkrystalle, dass das Krystallsystem des Leukophans nicht das monosymmetrische sein kann.

Es fragt sich aber dann, wie die von Groth und Bertrand beobachteten optischen Verhältnisse in Platten parallel der vollkommensten Spaltungsfläche zu erklären wären. Um darüber eine Vorstellung zu erhalten liess ich von mehreren ausgezeichneten grösseren Krystallen des von Bertrand und Groth untersuchten Vorkommens Platten parallel der Spaltebene schleifen. Vor dem Schleifen wurden an einem dieser Krystalle zwei aneinander liegende Winkel der Prismenzone gemessen. Der eine erhaltene Werth $89^\circ 42\frac{1}{2}'$ stimmt genau mit dem Werthe, welcher auch an einem zweiten Vorkommen erhalten wurde, und weicht auch nicht zu stark von dem an dem oben erwähnten besten Krystall erhaltenen Werthe $89^\circ 39'$ ab; der zweite Winkel war nicht genau messbar, doch nicht zu schlecht, und betrug $89^\circ 48'$. An einem zweiten Krystall wurde für die beiden Winkel erhalten $89^\circ 44\frac{1}{2}'$ und $89^\circ 42'*$). Aus diesen Beobachtungen an zwei verschiedenen Krystallen geht also unzweifelhaft hervor, dass zwei aneinanderstossende Winkel beide dieselben Werthe haben und beide mehr als einen rechten Winkel ausmachen.

Die beiden aus den erwähnten Krystallen geschliffenen Platten wurden genau orientirt und die Orientirung durch Messen am Goniometer controlirt; dass dieselben genau geschliffen waren, zeigte sich auch dadurch, dass der Austritt der optischen Axen genau symmetrisch zur optischen Axe des Mikroskops in der Mitte des Gesichtsfeldes geschah. Die grösste Platte ist in Fig. 5, die kleinere in Fig. 4, Taf. XII, beide vergrössert, dargestellt**).

Wie in der von Groth mitgetheilten schönen photographischen Darstellung seiner besten Platte zu sehen, ist die Feldertheilung nach den Diagonalen derselben stark hervortretend, während nach den Halbirungsebenen der Winkel dieser Diagonalen keine deutliche Theilung vorhanden ist. Fast umgekehrt verhalten sich nun meine Platten; die Diagonaltheilung, welche ich als Zwillingsgrenze erster Art bezeichnen will, ist nämlich hier nur nahe an den Ecken zu sehen, hier aber auch scharf und

*) An der zweiten Fläche des letzteren Winkels wurden zwei Reflexe erhalten, welche $89^\circ 42'$ und $90^\circ 25'$ gaben; es rührte der letztere von einer Zwillinglamelle her.

**) Die grösste vollständigste Platte bildet ein Rectangel mit Seiten von 14,5 mm und 43 mm.

deutlich, obwohl nicht ganz geradlinig, während dieselbe nach Innen zu sehr bald allmählich aufhört. Dagegen ist die zweite Art der Theilung, welche ich als Zwillingsgrenze zweiter Art bezeichnen will, ungewein scharf und setzt nach Innen zu auch in etwas grösserem Abstände von der Umgrenzung der Platte geradlinig fort *). Während aber die letztere Zwillingsgrenze auch dann, wenn sie aufhört geradlinig zu sein, ganz continuirlich weiter verfolgt werden kann, hört dagegen die Zwillings-theilung nach den Diagonalen der Platte ganz unmerklich auf, wenn man sie nach Innen zu verfolgen versucht.

Bestimmt man den Auslöschungswinkel zwischen zwei sich in Zwillingsstellung erster Art befindenden Theilen nahe an den Ecken der Platte, so ist derselbe, wie Groth angegeben, ungefähr 4° . Ich fand im Mittel aus 20 Ablesungen $4^{\circ} 27' **)$. Es ergab sich diese Zahl aus der Differenz der Auslöschungswinkel der einen Partie zu einer an der Ecke vollständig geradlinigen Seite der Plattenumgrenzung und der anderen in Zwillingsstellung sich befindenden Partie zu derselben Seite: $47^{\circ} 54' - 43^{\circ} 27' = 4^{\circ} 27'$. Da nun der Winkel der Plattendiagonale zu gleicher Seite nach Messung an dem besten Krystall Nr. I $45^{\circ} 40' 30''$ betragen muss, so ist der Auslöschungswinkel der Zwillingsgrenze mit dem einen Individuum $47^{\circ} 54' - 45^{\circ} 40\frac{1}{2}' = 2^{\circ} 43\frac{1}{2}'$, mit dem anderen aber: $4^{\circ} 27' - 2^{\circ} 43\frac{1}{2}' = 1^{\circ} 43\frac{1}{2}'$. Wenn diese Zahlen nun auch nicht absolut genau sein können, so geht doch daraus hervor, dass die Auslöschung der beiden in Zwillingsstellung erster Art sich befindenden Individuen an den Ecken der Platten nicht symmetrisch zur Zwillingsfläche stattfindet.

Bestimmt man nun die Auslöschung in immer grösserer Entfernung bis ungefähr 2—3 mm von der Ecke und bis ungefähr 2 mm von den Seiten der Platte zuerst für das eine, dann für das andere der in Zwillingsstellung erster Art sich befindenden Individuen, so zeigt dieselbe für beide immer mehr und mehr sich nähernde Werthe, bis zuletzt keine Grenze mehr zwischen beiden Individuen vorhanden ist. Die an der Ecke scharf getrennten Zwillings-Individuen können also nach Innen zu durch optische Untersuchung nicht von einander unterschieden werden, die Zwillingsgrenze zwischen beiden muss hier genau parallel der Auslöschungsrichtung sein.

*) An der grössten Platte an einer Seite 4,6 mm, während die Theilung nach den Diagonalen nur 0,8—0,6 mm geradlinig verläuft.

**) Auf der nach Groth copirten Fig. 2 Taf. XII sieht man, dass nach seinen Beobachtungen die Axenebenen der Individuen I und III etc. an den Ecken mit einander einspringende Winkel bilden sollten. In allen meinen Platten ist das Verhältniss umgekehrt so, dass der Winkel der beiden Axenebenen an allen Ecken ausspringend ist. Taf. XII Fig. 5 links und unten, Fig. 4 rechts, Taf. XIII Fig. 5 an allen Ecken).

Bestimmt man den Auslöschungswinkel zwischen zwei in Zwillingsstellung zweiter Art sich befindenden Individuen, so ist auch hier nahe an der äusseren Umgrenzung der Auslöschungswinkel zwischen beiden Individuen ungefähr 4^0 — $4\frac{1}{2}^0$. Stellt man nun die scharfe, geradlinige Zwillingsgrenze dem Horizontalfaden des Fadenkreuzes parallel, lässt ferner die Schwingungsebenen der gekreuzten Nicols mit dem Horizontalfaden je 45^0 bilden und verschiebt nun mittelst des Tischmikrometers die Platte längs der Zwillingsgrenze von aussen nach innen, so sieht man, dass schon bei einer Verschiebung von ungefähr 1,2 mm der Auslöschungswinkel kaum 4^0 beträgt; die Zwillingsgrenze ist jedoch, wie erwähnt, noch immer sehr scharf.

Stellt man nahe an einer Ecke eine Zwillingsgrenze erster Art ein und verschiebt die Platte, so dass eine äussere Umgrenzungslinie parallel dem Horizontalfaden des Fadenkreuzes nach einer Zwillingsgrenze zweiter Art hin sich bewegt, so sieht man, dass die äusserste ungefähr 0,5 mm dicke Randzone der Platte von den anstossenden inneren Theilen derselben abweichende Auslöschung besitzt, was sich schon durch eine andere Interferenzfarbe kund giebt. Der Uebergang zu den Verhältnissen der inneren Theile geschieht jedoch ganz allmählich, nur an den Zwillingsgrenzen erster Art nahe an einer Ecke ist die äussere Randzone gern ganz scharf abgegrenzt. Die äussere Randzone zeigt dabei oft in ihrer ganzen Ausdehnung erstens eine schöne Zonarstructur, zweitens stellenweise einen Aufbau aus zahlreichen der äusseren Umgrenzung parallelen Zwillingslamellen, welche sehr rasch wechseln. Diese Partien mit dünnen Zwillingslamellen haben ihre breite Basis nach Aussen und sind nach Innen zackig verlaufend, in der Regel schon innerhalb der äusseren Randzone endigend. Die Axenebenen der beiden Lamellensysteme stehen dabei fast genau senkrecht auf einander und geben, wo die Wechsellagerung dicht ist, ein fast einaxiges Axenbild (Fig. 5). Diese Partien mit dicht eingelagerten Zwillingslamellen zeichnen sich wieder sowohl vor den inneren Theilen, wie auch vor den nicht von Zwillingslamellen erfüllten Theilen der Randzone durch lebhaftere Interferenzfarben aus.

Wenn man eine Zwillingsgrenze zweiter Art verfolgt, so sieht man, dass dieselbe, wie erwähnt, nur im äusseren Theile geradlinig verläuft, dann setzt sie nach Innen zu als eine continuirliche, zackig gekrümmte Linie, welche mehr oder weniger regelmässig ungefähr ein Viertel der Platte abgrenzt, fort und fällt zuletzt mit einer geradlinigen Zwillingsgrenze derselben Art zusammen. Innerhalb jedes Viertels ist nun die optische Orientirung — die äussere Randzone ausgenommen — dieselbe, die optische Axenebene steht genau senkrecht auf der Ebene der Platte, welche wieder genau parallel der vollkommensten Spaltungsfläche beim Schleifen

orientirt wurde, und ist ferner — die äussere Randzone wieder ausgenommen — zu den beiden zusammenstossenden Seiten der äusseren Umgrenzung symmetrisch orientirt, mit jeder derselben einen Winkel von ungefähr 45° bildend*. Innerhalb jedes Viertels sind ferner bald spärlich, bald reichlicher grössere unregelmässig lappige Partien in Zwillingsstellung vertheilt; dieselben sind schon durch ihre Interferenzfarbe leicht zu unterscheiden, wurden jedoch immer durch Beobachtung des Axenbildes bestimmt s. Taf. XIII Fig. 5, wie auch Taf. XII Fig. 4 u. 5.

Versuchen wir also jetzt nach den obigen Beobachtungen den Aufbau der prismatisch ausgebildeten Leukophankrystalle zu erklären, so können wir für denselben das in Taf. XII Fig. 1 dargestellte Schema in Projection auf die vollkommenste Spaltungsebene, *OP*, annehmen. Diesem Schema entspricht ferner die Fig. 8 auf Taf. XI, welche einen derartigen Krystall in gewöhnlicher Projection darstellt; die Figuren sind ideal, aber ich habe in meiner Sammlung befindliche, ganz entsprechende, fast ideal ausgebildete Krystalle den Figuren zu Grunde gelegt.

Da an den Ecken — nicht nur an den Bertrand'schen Krystallen, sondern auch an Exemplaren des Mineraliencabinets der Universität Christiania, wie auch an einigen mir zu Gebote stehenden Exemplaren — ein-springende Winkel vorhanden sind, müssen die Felder I, I' und III, III', wie auch II, II' und IV, IV' sich in Zwillingsstellung befinden. Die Zwillingsfläche kann aber nicht ein *Doma Po* zweier monosymmetrischer Individuen sein, deren Symmetrieebene die gemeinsame Spaltungsebene wäre. Schon oben wurde es für die Krystalle des ersten und zweiten Typus bewiesen, dass das Krystallsystem des Leukophan das rhombische ist; wenn man aber auch nur aus den Beobachtungen an den prismatischen Krystallen schliessen wollte, so erlauben auch diese nicht das monosymmetrische Krystallsystem anzunehmen. Nach dem optischen Verhältnisse der Randzone ist ein solcher Schluss nämlich nicht berechtigt, weil hier die Auslöschung zur Zwillingsgrenze nicht symmetrisch stattfindet, nach dem Verhältnisse der inneren Theile ist er aber überflüssig, weil hier in optischer Beziehung zwischen I und III keine Zwillingsgrenze mehr vorhanden ist, sondern die Auslöschung für beide gleichzeitig und parallel der Eckendiagonale stattfindet. Da die Auslöschungsverhältnisse der Randzone in diejenigen der inneren Theile allmählich übergehen, müssen sie als eine optische Anomalie, wahrscheinlich als Druck- oder Spannungserscheinungen erklärt werden. Die optischen Beobachtungen widersprechen also nicht der sonst einzigen möglichen Annahme eines rhombischen Axenverhältnisses**).

* Lang fand an der angegebenen Stelle $45^\circ 21'$.

** Man konnte noch die vollkommenste Spaltungsfläche als monosymmetrische

Es sind also die Theile I und III, I' und III', II und IV', II' und IV alle nach dem Gesetz: »Zwillingssebene das Brachypinakoid« zusammengesetzt, wobei also die Prismenflächen als rhombisches Verticalprisma $\{440\} \infty P$, die vollkommenste Spaltungsfläche natürlich als rhombische Basis aufzufassen sind. Dass nun ferner die Felder I' und III' mit I und III eine gemeinsame Zwillingssebene $\{040\} \infty \tilde{P} \infty$ besitzen, also mit I und III krystallonomisch identisch sind oder wenigstens sein können, geht aus meiner grössten Platte hervor, an welcher mit ganz gleicher Interferenzfarbe und gleicher Auslöschung die Viertel I, III und I', III' durch einen Strang in der Mitte der Platte verbunden sind, und in einander übergehen*).

Was nun die weitere Orientirung betrifft, so könnten verschiedene Fälle denkbar sein:

1) Entweder könnten nach dem Gesetz: Zwillingssebene eine Fläche von $\infty P\{440\}$ je zwei Individuen III und IV, resp. III' und IV' orientirt sein; wenn dies, wie in Taf. XII Fig. 4 dargestellt, der Fall wäre, so würden ferner auch die in Zwillingsstellung nach dem ersten Gesetz sich befindenden Theile II' und IV, II und IV' (ebenso wie I und III, I' und III') eine gemeinsame brachypinakoidale Zwillingsebene besitzen. Natürlich könnte statt $\{440\}$ die Fläche $\{4\bar{4}0\}$ als Zwillingssebene dienen, wobei also I und II, I' und II' sich in Zwillingsstellung befinden würden etc.

2) Oder je zwei Individuen III und IV, resp. I und II könnten nach dem Gesetz: Zwillingssebene eine Fläche von $\{440\} \infty P$ orientirt sein; wenn dies wie in Taf. XII Fig. 3 der Fall wäre, würden die brachypinakoidalen Zwillingssebenen von II' und IV, II und IV' nicht mehr wie im vorigen Falle in eine gemeinsame Ebene zusammenfallen, sondern einen Winkel von $0^\circ 42'$ mit einander bilden. Es würde im ersteren Falle (Fig. 4) die äussere Umgrenzung derartig sein, dass alle vier Winkel des zusammengesetzten Verticalprismas unter einander gleich und $= 89^\circ 39'$, ferner zwei parallele

Basis, die Zwillingssebene zwischen I und III als das Orthopinakoid, die Zusammensetzungsebene als die Symmetrieebene annehmen; da der Winkel β jedenfalls ausserordentlich nahe 90° sein kann, dürfte dabei vielleicht die verschiedene Neigung der Basisflächen von I und III nach vorn und nach hinten nicht bemerkbar sein; die Krystalle müssten dann aber auch hemimorph nach der Symmetrieebe sein. Schliffe senkrecht auf die vollkommenste Spaltungsebene zeigen aber, dass in diesen die Auslöschung genau parallel und senkrecht zur Spaltungsebene stattfindet. Ein Axenwinkel $\beta = 90^\circ$ und Auslöschung parallel und senkrecht zur Basis stimmen aber wieder mit den Forderungen des rhombischen Systems, es liegt dann kein Grund zur Annahme des monosymmetrischen vor. Ebenso ist aus denselben Gründen eine dritte mögliche Annahme, es wäre die vollkommenste Spaltungsfläche monosymmetrische Basis, die Symmetrieebene die Zwillingssebene und zugleich Zusammensetzungsebene zwischen I und III etc., wobei auch dann eine Hemimorphie nach der Symmetrieebe stattfinden müsste, unwahrscheinlich und überflüssig.

*) Die I und III entsprechenden Felder finden sich hier an der Fig. 5 nach rechts, statt unten, wie in der Fig. 4 Taf. XII.

Seiten ungebrochen, die beiden übrigen gebrochen wären. Im zweiten Falle (Fig. 3) würden zwei aneinanderstossende Seiten des Prismas ungebrochen, die beiden anderen, ebenfalls aneinanderstossenden gebrochen sein. II und II' resp. IV und IV' würden dann in diesem Falle nicht mehr krystallonomisch identisch sein.

Welcher von diesen beiden Fällen in der That stattfindet, oder ob vielleicht beide an verschiedenen Krystallen realisiert sind, könnte nur an vollständig und günstig ausgebildeten Krystallen sicher entschieden werden. Indessen scheint mir ein Umstand für die erstere Auffassung zu sprechen. Als ich nämlich in der, Fig. 5 abgebildeten, grossen Platte zuerst festgestellt hatte, dass zwei Felder I, III und I', III' optisch gleich orientiert waren, was sich durch den, beide vereinigenden Strang in der Mitte der Platte entscheiden liess, zeigte es sich, dass die beiden durch diesen Strang getrennten Partien der Platte, deren Axenebene auf derjenigen des Stranges ausserordentlich nahe senkrecht stand, und welche wahrscheinlich zwei Feldern II', IV und II, IV' angehörten, dieselbe optische Orientierung, gleiche Auslöschung und gleiche Interferenzfarben hatten, was im zweiten Falle nicht stattfinden könnte.

In beiden Fällen ist es ersichtlich, dass die Winkel der vier im Centrum zusammenstossenden Zwillingspaare zusammen $4^{\circ} 24'$ mehr als 360° betragen würden, wenn sie alle vollständig ausgebildet wären, was natürlich unmöglich ist. Wenn man nun annehmen dürfte, dass sämtliche vier Zwillingspaare eine Tendenz zu vollständiger Ausbildung hätten, könnten dadurch vielleicht Druckerscheinungen aufgetreten sein, welche auch auf die optischen Verhältnisse nicht ohne Einfluss gewesen wären. Angenommen z. B. dass im ersteren Falle zuerst ein kleines Krystallskelett zweier gleichartig orientierter Zwillingspaare I, III und I', III' gebildet worden wäre, ferner dass an III links ein Individuum IV, an III' rechts ein Individuum IV' sich in Zwillingsstellung angesetzt hätte, so würde bei weiterem Ansatz eines Individuums II' an IV, II an IV' in Zwillingsstellung nach dem Gesetz: Zwillingsebene das Brachypinakoid, II und II' nicht mehr wie die übrigen vollständig ausgebildet werden können; wenn dieselben doch aber eine Tendenz zu vollständiger Ausbildung besessen hätten, so würden sie vielleicht durch fortgesetztes Anziehen von Molekülen einen Druck gegen die benachbarten Individuen ausgeübt haben müssen, welcher sich dann auf sämtlichen Individuen fortpflanzen musste*). Dieser Druck könnte nicht symmetrisch zu der Zwillingssebene

*) Dass wachsende Krystalle mit der vorschreitenden Spitze, Fläche etc. einen Druck ausüben können, ist ja aus mehreren Beobachtungen bekannt. Schon der von A. Breithaupt in seiner Paragenesis etc. S. 44 beschriebene und Taf. I Fig. 44 abgebildete Fall scheint dies zu beweisen. Stufen mit Albit- und Apatitkrystallen von dem bekannten kommen Oxfiekollen in Snarum, Norwegen, zeigen recht häufig, wie die kleinen Apa-

$\infty\checkmark\infty$ zwischen I und III, I' und III' stattgefunden haben, weil II und IV, II' und IV' zu dieser Fläche nicht symmetrisch angeordnet sind. Die von solchem Druck abhängige optische Orientirung würde dann auch in den davon beeinflussten Theilen nicht symmetrisch zur Zwillingssebene $\infty\checkmark\infty$ zwischen I und III, I' und III' angeordnet sein können, wie es ja auch die Beobachtung lehrte.

Wenn diese hypothetische Annahme auch gewiss sehr zweifelhaft scheint, so könnten wohl noch andere Erklärungsversuche der unsymmetrischen optischen Orientirung der Platten der prismatischen Krystalle, welche ja mit den sämtlichen übrigen Beobachtungen im Widerspruche steht, aus der Art der Zwillingsverwachsung abgeleitet werden. Wir können z. B. sicher annehmen, dass die Ausdehnung durch die Wärme nach der Brachydiagonale (Zwillingsgrenze zwischen II' und IV, II und IV' etc.) von derjenigen nach der Makrodiagonale verschieden sein muss. Wenn daher der Krystall bei einer höheren Temperatur gebildet wurde, was wir nach den gesammten Beobachtungen über die geologischen Verhältnisse der Gänge annehmen können, so müsste bei relativ grösserem Ausdehnungscoefficienten, also beim Abkühlen relativ stärkerer Verkürzung eines Theilindividuums, nach der Brachydiagonale ein schiefer, zu der Zwillingssebene von I, III, I' III' nicht symmetrischer Druck rings um den Krystall stattgefunden haben, bei relativ grösserem Ausdehnungscoefficienten nach der Makrodiagonale hätte dagegen beim Abkühlen eine entsprechende Spannung, ebenso zu der erwähnten Ebene unsymmetrisch auftreten müssen. Der entsprechende Einfluss auf die optischen Eigenschaften des prismatischen Zwillings müsste also demnach eine unsymmetrische Auslöschung beiderseits der Zwillingsgrenzen der einzelnen Felder hervorbringen, was ja mit der Beobachtung stimmen würde. Wahrscheinlich müsste auch eben in der äusseren Randzone, wo die Ausweichung nach aussen frei stattfinden könnte, ein, in einer der erwähnten Arten entstandener Druck (resp. Spannung) am stärksten wirken können, was ja ebenfalls mit der Beobachtung übereinstimmen würde.

Um möglicher Weise für die letztere Auffassung eine Stütze zu gewinnen, erhitzte ich mehrere Platten in Oel bis etwas über 270°; eine bemerkbare Aenderung der optischen Orientirung trat aber dabei nicht ein, was auch mit der Erfahrung von Des Cloizeaux übereinstimmt, welcher beim Erhitzen bis zu 480° nur einen ganz unbedeutenden Einfluss der Wärme auf die optischen Eigenschaften des Leukophans beobachten konnte. Es liess sich also auf diesem Wege keine Bestätigung der hypothetischen Annahme gewinnen, vielleicht deshalb, weil die Temperatur des Versuches zu niedrig war.

titkrystalle durch das Andrücken der wachsenden Albitkrystalle gebogen und geknickt sind.

Endlich könnte für die abnormen, unsymmetrischen Auslöschungsverhältnisse der äusseren Randzone der Platten noch an die hier auftretenden zahlreichen Zwillinglamellen nach dem Gesetz: Zwillingsebene eine Fläche von ∞P erinnert werden; dass auch diese, wegen der nicht continuirlichen Ausdehnung längs der gesamten äusseren Begrenzung beim Abkühlen oder bei der Krystallisation Spannungs- oder Druckerscheinungen von unsymmetrischer Anordnung in der äusseren Randzone veranlassen könnten, lässt sich wohl nicht bestreiten. Welches die wirklich stattgefundene Ursache der unsymmetrischen und auffallenden optischen Verhältnisse der äusseren Randzone sind, lässt sich also nach dem Obenstehenden nicht sicher ableiten.

Indem wir nun für den Aufbau der prismatischen Leukophankrystalle aller Wahrscheinlichkeit nach die durch das Schema Taf. XII, Fig. 4 angegebene Orientirung als die häufigste annehmen dürfen und also dieselben als Durchkreuzungsvierlinge nach den beiden Zwillingsgesetzen: Zwillingsebene $\{110\} \infty P$ und Zwillingsebene $\{010\} \infty P$ auffassen, ist damit noch nicht vollständig ermittelt, ob und wie diese Vierlinge aus rechten oder linken Krystallen oder aus beiden Arten aufgebaut sind. Für die genauere Erschöpfung dieser Frage müsste vollkommeneres Material vorliegen, als die bis jetzt bekannten Krystalle; indessen scheint doch folgende Deutung sehr wahrscheinlich.

Untersucht man genauer die Flächen der an den einspringenden Winkeln der Ecken auftretenden Sphenoide, so lassen sich dieselben zwar im Allgemeinen nicht so genau messen, dass ihr Zeichen ermittelt werden kann; indessen scheint doch Folgendes wahrscheinlich. Einige Krystalle zeigen an dem frei ausgebildeten Ende an den Ecken die spitzeren Sphenoide $\frac{P}{2}$ und $\frac{2P}{2}$, und zwar an allen vier Ecken nur diese Flächen, andere dagegen zeigen nicht diese Sphenoide, sondern an allen Ecken ganz flache, welche wahrscheinlich den bei den tafelförmigen Krystallen beobachteten $\frac{1}{2}P$ bis $\frac{1}{2}P$ entsprechen. Es lassen sich nun folgende Fälle denken: entweder treten an den Ecken a) am einen Ende die spitzen, am andern die stumpfen auf, oder es treten an den Ecken an beiden Enden b) nur spitze oder c) nur stumpfe Sphenoide auf. Der erstere Fall würde eintreffen, wenn im Schema Taf. XII Fig. 4 I I', IV IV' linken, III III' und II II' rechten Individuen angehörig wären, ferner keine Zwillingbildung nach der Basis aufträte. Je zwei aneinanderstossende Individuen besitzen also immer entgegengesetztes Vorzeichen (Taf. XI Fig. 8).

Im zweiten Falle, b, müssten am oberen Ende nur steile Sphenoide an Ecken auftreten wegen derselben Zwillingbildung wie im vorigen

Falle, ausserdem aber jedes Achtel des unteren Querschnittes in Zwillingsstellung zu den nach der Basis oben symmetrisch gelegenen Achtel als Ergänzungszwilling nach dem Gesetz: Zwillingssebene $\{001\}0P$ orientirt sein, wobei die in der Projection einander deckenden oberen und unteren Achtel entgegengesetztes Vorzeichen besitzen müssten.

Der dritte Fall endlich würde dem zweiten vollkommen analog sein, nur dass hier von dem unteren Ende im ersteren Falle ausgegangen wird.

Im ersteren Falle würden die prismatischen Krystalle also als Durchkreuzungsvierlinge nach zwei Zwillingsgesetzen aufzufassen sein, im zweiten und dritten Falle als Doppeldurchkreuzungsvierlinge nach drei Gesetzen. Der erstere Fall, welcher in Taf. XII Fig. 4 und in Taf. XI Fig. 8 dargestellt ist, ist der einfachste und wahrscheinlich auch der in der Regel auftretende, indem an mehreren Krystallen mit beiden Enden am einen Ende nur die flachen, am anderen spitzere Sphenoide an den Ecken aufzutreten scheinen.

Die jetzt beschriebene Ausbildung der prismatischen Krystalle ist nun selten so regelmässig, wie in den beiden abgebildeten grösseren Platten; die meisten kleineren Krystalle, zu welchen auch die von Bertrand und Groth beschriebenen gehörten, sind gern aus ganz verworren einander durchsetzenden, in einander greifenden, unregelmässig begrenzten Zwillingsstücken aufgebaut, wobei jedoch die äussere Begrenzung die regelmässige von ∞P und $0P$ ist.

Die an den Krystallen dieses Typus beobachteten Formen sind ausser den die Hauptbegrenzung bildenden Flächen von $\{110\}\infty P$ und $\{001\}0P$ noch: $p = x\{111\}\frac{P}{2}$, $p' = x\{1\bar{1}1\} - \frac{P}{2}$, $x = x\{221\}\frac{2P}{2}$ und $x' = x\{2\bar{2}1\} - \frac{2P}{2}$, $y = \{101\}\bar{P}\infty$, $o = \{201\}2\bar{P}\infty$, ferner mehrere ganz unbestimmbare flache Sphenoide, wahrscheinlich dieselben, welche schon an den tafelförmigen Krystallen als die gewöhnlichen erwähnt wurden. In der Regel sind die Krystalle nur von ∞P und $0P$ begrenzt, was eben mit den beiden grössten bekannten Exemplaren dieses Minerals der Fall ist; wenn andere Formen auftreten, sind sie in der Regel von sehr schlechter Flächenbeschaffenheit.

Eine eigenthümliche Endbegrenzung zeigt ein gewiss zu diesem Typus gehöriger Krystall, welcher nicht von Eikaholmen stammt; derselbe ist kaum 1 cm lang, ein Paar Millimeter dick, von ziemlich stark grüner Farbe. Am Ende desselben finden sich ausser der Basis nur die Flächen von $o = \{201\}2\bar{P}\infty$. Die Flächen sind zu wenig eben, um daran durch genaue Messungen zu constatiren, ob eine Knickung an einer oder mehreren o -Flächen vorhanden ist. Dieser Krystall ist in Taf. XI Fig. 9 dargestellt.

Typus V. Kurzprismatische Einzelkrystalle.

Auf der Insel Låven, ferner an einem Vorkommen bei Barkevik und an einer der Årdscheeren kommen prismatische Krystalle, welche jedenfalls zum Theil Einzelkrystalle sind, vor. Ein solcher ist Taf. XIII Fig. 4 dargestellt. Die auftretenden Formen sind ausser ∞P und $0P$ gewöhnlich nur die häufigsten Sphenoide $\frac{2P}{2}$ und $-\frac{2P}{2}$, $\frac{P}{2}$ und $-\frac{P}{2}$, $\frac{3P}{2}$ und $-\frac{3P}{2}$, sowie $2\bar{P}\infty$, seltener auch noch andere Flächen, wie z. B. an dem gezeichneten Krystalle das seltene Prisma $\infty\bar{P}3$ und $\infty\bar{P}\infty$.

Diese Krystalle sind gewöhnlich nur schlecht ausgebildet, indem sie, in den Ecken zwischen grösseren Feldspath tafeln eingeklemmt, nicht Platz für allseitig freie Ausbildung finden konnten und deshalb in der Regel mehr oder weniger unregelmässig und verzerrt sind. Sie erreichen oft nicht unbedeutende Dimensionen. Durch vorherrschendere Ausbildung des Sphenoids gehen sie in Krystalle des dritten Typus über.

Ausser den oben unterschiedenen fünf Haupttypen der Leukophan-krystalle könnten wohl noch mehrere weitere aufgestellt werden, wenn auf ganz vereinzelte Exemplare, deren Ausbildung eine mehr zufällige scheint, Rücksicht genommen würde. Da ich aber dazu auch nicht hinreichendes Material besitze, darf diese Aufgabe späteren Forschern überlassen werden. In der S. 274 bis 277 stehenden Tabelle sind die wichtigsten gemessenen Winkel an den besten von mir untersuchten Leukophankrystallen zusammengestellt. Die Krystalle Nr. I und Nr. XVIII gehören dem ersten Typus, Nr. XVII dem dritten, alle übrigen dem zweiten an, unter welchen wieder Nr. XV als Beispiel eines rechten, XIX eines linken Krystalls, Nr. II als das beste Beispiel der tafelförmigen Durchwachsungsvierlinge dienen kann. Ausserdem sind zum Vergleiche auch einige Messungen von Miller und V. v. Lang, von E. Bertrand und A. Des Cloizeaux, sowie von P. Groth angeführt. Ein vollständiger Vergleich mit früheren Messungen hatte deshalb kein Interesse, weil sie sämmtlich ungenau sind; die einzigen sehr genauen Messungen sind, die am Krystall Nr. I von mir ausgeführten, welche oben besonders angeführt wurden.

Aus dieser Tabelle ersehen wir, dass nach obenstehender Untersuchung im Ganzen wenigstens 42 positive, 6 bis 8 negative Sphenoide, 7 Makrodomen, 2 (3 ?) Brachydomen, 2 verticale Prismen und alle 3 Pinakoide, im Ganzen also wenigstens 32 Formen (davon mehr als die Hälfte neu) an dem Leukophan bekannt sind.

Wenn in den beistehenden Messungen die Uebereinstimmung zwischen den berechneten und den gemessenen Werthen nicht ganz befriedigend ist, so rührt dies in den meisten Fällen davon her, dass die basische Fläche oft nur schlechte Reflexe giebt, was theils auf einer Neigung derselben, in die

flächen Sphenoide und Makrodomen überzugehen, theils auf schaliger Zusammensetzung nach $0P(001)$, welche, wie bei dem Melinophan, recht häufig bei den tafelförmigen Krystallen auftritt, zu beruhen scheint. Die Flächen von $2\bar{P}\infty$, $\bar{P}\infty$ sind gewöhnlich besser eben und glänzender als die übrigen Flächen; sonst sind keine bemerkenswerthen physikalischen Eigenthümlichkeiten der Flächen, namentlich kein hervortretender Unterschied in der Flächenbeschaffenheit der correspondirenden positiven und negativen Sphenoide zu bemerken.

Spaltbarkeit findet, wie bekannt, bei dem Leukophan vollkommen nach der basischen Fläche statt. Ferner hat schon Greg eine Spaltbarkeit nach $\infty\bar{P}\infty$ und $2\bar{P}\infty$ angeführt. Ich konnte diese von Greg angeführten Spaltungsrichtungen bestätigen und fand ausserdem, dass auch nach $\infty\bar{P}\infty(010)$ und $2\bar{P}\infty(021)$ zwei andere von fast gleicher Vollkommenheit, wie die der makropinakoidalen Zone, auftreten. Namentlich beim Zerbrechen der sehr spröden tafelförmigen Krystalle liessen sich die Trennungsflächen nach $\infty\bar{P}\infty$ und $2\bar{P}\infty$, weniger häufig auch $\infty\bar{P}\infty$ und $2\bar{P}\infty$ beobachten. Sowohl die Flächen von $2\bar{P}\infty$, als die von $2\bar{P}\infty$ lassen sich bisweilen recht genau messen. Die Querbrüche nach $2\bar{P}\infty$ und $\infty\bar{P}\infty$, wie von $2\bar{P}\infty$ und $\infty\bar{P}\infty$, geben den Bruchflächen der tafelförmigen Krystalle ein faseriges Aussehen. Eben weil die Flächen von $2\bar{P}\infty$ und $2\bar{P}\infty$ durch Knicken der spröden tafelförmigen Krystalle entstehen, und auch wegen ihrer mittleren Lage zwischen $0P$ und $\infty\bar{P}\infty$ resp. $\infty\bar{P}\infty$, möchte ich es für nicht unwahrscheinlich halten, dass jene Trennungsflächen nicht Spaltebenen, sondern Gleitflächen darstellen.

Das Auftreten zweier Zonen von Spaltungs- (resp. Gleit-) Flächen mit rechtwinkligen Zonenaxen und annähernd denselben Winkeln bildet eine weitere Annäherung zur tetragonalen Symmetrie, welche auch schon aus dem Axenverhältniss hervorgeht.

Bemerkenswerth ist es, dass sowohl bei der Spaltbarkeit nach $2\bar{P}\infty$ als nach $2\bar{P}\infty$ die eine der beiden, diesen Formen angehörigen Spaltebenen vollkommener als die andere schien, was auf eine Hemimorphie nach der c -Axe deuten würde. Nur ein einziger der Krystalle des Mineraliencabinets der Universität zu Christiania zeigt nach meinen früheren Notizen hemimorphe Ausbildung nach der c -Axe, indem oben vorherrschend $\frac{P}{2}$ und keine Spur von $0P$, unten diese letztere Fläche allein auftritt. Da aber kein anderer Umstand auf eine solche Hemimorphie deutet und namentlich die zahlreichen gut ausgebildeten tafelförmigen Krystalle in der Regel keine deutliche Hemimorphie nach der c -Axe aufweisen, sind die oben erwähnten Beobachtungen, welche auch ganz vereinzelt sind, wohl nur einer zufälligen Unregelmässigkeit zuzuschreiben.

Aetzfiguren. Bei ungefähr 4,5 Minuten dauernder Aetzung mit starker Fluorwasserstoffsäure bilden sich auf der Basis kleine, wenig vertiefte Aetzfiguren mit rhomboidischer Begrenzung, am besten im durchfallenden Lichte sichtbar. Zwei parallele Kanten ihrer Umgrenzung schienen an einem linken Krystalle parallel oder sehr nahe parallel mit der Kante ($-\frac{P}{2} : 0P$) $[(1\bar{1}1):(001)]$, die beiden anderen schienen parallel der Zonenaxe ($0P : \infty\bar{P}\infty$) $[(004):(010)]$ (s. Taf. XII Fig. 8). Es wurde dies durch mikroskopische Untersuchung derselben bei ca. 400facher Vergrößerung mittelst des verschiebbaren Tisches am grossen Fuess'schen Mikroskop bestimmt. Von den vertieften Flächen der Aetzfiguren müssen also zwei einer Zone zweier negativer Sphenoidflächen ($-\frac{P}{2} : 0P$), die beiden anderen zwei Flächen der Brachydomenzone entsprechen. Bei stärkerer, ca. 240-facher Vergrößerung sieht man (Taf. XII Fig. 6), dass innerhalb der grösseren Aetzfigur eine zweite länglich ausgezogene sich befindet, gebildet von zwei ganz kurzen Flächen der Brachydomenzone und zwei langen Flächen einer Sphenoidzone, deren Zonenaxe ungefähr der längeren Diagonale der grösseren Aetzfigur parallel verläuft.

An einer Stelle, wo ein rechtes und ein linkes Individuum aneinander stossen in der Weise, dass die Axenebenen beider gemeinsame Lage haben (Ergänzungszwillingsbildung nach einem Pinakoid), sind die Aetzfiguren in beiden symmetrisch zu einer Kante der Zone ($\infty\bar{P}\infty : 0P$) orientirt (Taf. XII Fig. 6 und 8).

Eine nähere Untersuchung der Aetzfiguren konnte wegen fehlenden Materials (die besseren Krystalle konnten natürlich nicht geopfert werden) nicht angestellt werden; die gemachten Beobachtungen lassen sich aber mit der aus den Messungen festgestellten Zugehörigkeit der sphenoidisch-hemiëdrischen Abtheilung des rhombischen Systems gut vereinigen.

Optische Eigenschaften. Der Leukophan wurde schon früher von Des Cloizeaux optisch untersucht. Die Bisectrix ist negativ, parallel der Verticalaxe, die Axenebene parallel dem Makropinakoid, scheinbarer Axenwinkel $2E =$ ungefähr 75° , sehr schwache Dispersion, $\rho > v$; sehr schwache Einwirkung auf die optischen Eigenschaften durch die Wärme. Schon E. Bertrand bemerkte, dass das Fehlen einer gekreuzten Dispersion gegen ein monosymmetrisches Axensystem spreche.

Aus einem der tafelförmigen Krystalle untersuchte ich eine vollständig wasserhelle Partie, an beiden Seiten von natürlichen $0P$ -Flächen begrenzt. Ich fand mit Bertrand übereinstimmend keine Spur einer gekreuzten Dispersion. Der scheinbare Axenwinkel in Luft $2E$ war für

Lithiumlicht	74° 24½'
Natriumlicht	74 15
Thalliumlicht	74 8

Die Dispersion der optischen Axen ist also sehr gering, $\varrho > v$.

An einem tafelartigen Krystalle (Nr. XXII) wurde eine staurososkopische

Bestimmung einer Auslöschungsrichtung in Bezug auf die Kante $-\frac{2P}{2} : 0P$

[(224):(004)] ausgeführt. Der Winkel γ wurde $= 62^\circ 7\frac{1}{2}'$, $\delta = 0^\circ 18'$, daraus $-\alpha = 0^\circ 44\frac{1}{2}'$ gefunden. $s + \nu = 45^\circ 45\frac{1}{2}'$, $s - \nu = 45^\circ 3\frac{1}{2}'$, also Mittel $45^\circ 9\frac{1}{2}' - \alpha = 44^\circ 55'$. Es hätte dieser Winkel nach den Forderungen eines rhombischen Krystallsystems $45^\circ 40\frac{1}{2}'$ betragen sollen. Die Differenz $0^\circ 15\frac{1}{2}'$ liegt innerhalb der Fehlergrenze, da der ungefähr 3 mm dicke Krystall zersprungen war und deshalb keine allzu genauen Messungen erlaubte. Die staurososkopische Untersuchung zeigte also, dass, wie schon oben bewiesen wurde, die tafelförmigen Krystalle nicht zur Annahme eines monosymmetrischen Krystallsystems berechtigen können.

Für die Bestimmung der Brechungsexponenten des Leukophans wurden mehrere Krystalle des tafelförmigen Typus aufgeopfert; der zahlreichen Sprünge und der vollkommenen Spaltbarkeit wegen wollte das Schleifen der nöthigen Prismen erst nach mehreren vergeblichen Versuchen gelingen. Endlich erhielt ich jedoch aus einem stellenweise ganz wasserhellen Krystall (Nr. XIII) zwei Prismen, welche für die Bestimmung genügten.

An dem ersten Prisma, mit angeschliffenen Flächen $(010)\infty\bar{P}\infty$ und $\infty\bar{P}n(1n0)$, Winkel $\alpha = 20^\circ 7\frac{1}{2}'$, wurde erhalten:

	α	β
Na	1,5709	1,5957
Roths Glas	1,5680	1,5945

An dem zweiten Prisma mit angeschliffener Fläche, $n\bar{P}\infty$ und der natürlichen Fläche $(004)0P$, Winkel $\alpha = 23^\circ 28'$, wurde erhalten:

	β	γ
Na	1,5939	1,5979
Roths Glas	1,5903	1,5948

Im Mittel an beiden Prismen also*):

	β
Na	1,5948
Roths Glas	1,5909

Daraus ergiebt sich für Na $2V$ 39° 2'

*) Michel-Lévy und Lacroix (Min. d. roches 1888, S. 236) fanden: $2V = 44^\circ$, $\alpha = 1,570$, $\beta = 1,594$, $\gamma = 1,594$; $\gamma - \alpha = 0,028$ (direkt), $0,024$ (durch Differenz). — Meine Bestimmungen wurden schon 1887 (l. c.) vorläufig publicirt. (Zusatz in der Correctur.)

			Berechnet	I.	II.	III.	IV.	V.	XI.
$x : c = \frac{2P}{3}$	$0P = x(221):(001)$		$62^{\circ}19'43''$	$62^{\circ}13\frac{1}{2}'$	—	—	—	—	—
$x' : c = -\frac{2P}{3}$	$0P = x(2\bar{2}1):(001)$		$62^{\circ}19'43''$	—	—	—	—	$64^{\circ}34'$	—
$x : x'' = \frac{2P}{2}$	$\frac{2P}{2} = x(221):x(2\bar{2}1)$		$102^{\circ}4'28''$	—	—	—	—	—	—
$p : c = \frac{P}{2}$	$0P = x(111):(001)$		$43^{\circ}38'13''$	—	$43^{\circ}54'$	—	—	—	—
$p' : c = -\frac{P}{2}$	$0P = x(1\bar{1}1):(001)$		$43^{\circ}38'13''$	—	—	—	—	$42^{\circ}56\frac{1}{2}'$	—
$p : p'' = \frac{P}{2}$	$\frac{P}{2} = x(111):x(1\bar{1}1)$		$121^{\circ}22'32''$	—	—	—	—	—	—
$r : c = \frac{3P}{2}$	$0P = x(443):(001)$		$37^{\circ}20'12''$	—	—	—	—	—	—
$s : c = \frac{3P}{2}$	$0P = x(223):(001)$		$32^{\circ}26'35''$	—	—	$32^{\circ}11\frac{1}{2}'$	—	—	—
$s' : c = -\frac{3P}{2}$	$0P = x(2\bar{2}3):(001)$		$32^{\circ}26'35''$	—	$32^{\circ}23\frac{1}{2}'$	—	—	$32^{\circ}3'$	—
$u : c = \frac{3P}{2}$	$0P = x(223):(001)$		$20^{\circ}52'30''$	—	—	—	$21^{\circ}13'$	—	—
$\varphi : c = \frac{1P}{2}$	$0P = x(116):(001)$		$9^{\circ}4'40''$	—	—	—	$9^{\circ}23'$	—	—
$\chi : c = \frac{1P}{2}$	$0P = x(117):(001)$		$7^{\circ}43'23''$	—	—	—	$7^{\circ}29'$	—	—
$\chi' : c = -\frac{1P}{2}$	$0P = x(1\bar{1}7):(001)$		$7^{\circ}43'23''$	—	$7^{\circ}31\frac{1}{2}'$	—	—	—	—
$\psi : c = \frac{1P}{2}$	$0P = x(118):(001)$		$6^{\circ}47'48''$	—	$6^{\circ}50\frac{1}{2}'$	$6^{\circ}47\frac{1}{2}'$	—	—	—
$\psi' : c = -\frac{1P}{2}$	$0P = x(1\bar{1}8):(001)$		$6^{\circ}47'48''$	—	—	—	—	—	—
$\xi : c = \frac{1P}{2}$	$0P = x(119):(001)$		$6^{\circ}3'0''$	—	—	$6^{\circ}17\frac{1}{2}'$	—	—	—
$\xi' : c = -\frac{1P}{2}$	$0P = x(1\bar{1}9):(001)$		$6^{\circ}3'0''$	—	$6^{\circ}3'$	—	—	—	—
$x : h = \frac{2P}{3}$	$00P = x(221):(110)$		$27^{\circ}50'17''$	$27^{\circ}38'40''$	—	—	—	—	—
$x : o = \frac{2P}{3}$	$3P\infty = x(221):(201)$		$38^{\circ}37'35''$	$38^{\circ}37'50''$	—	—	—	—	—
$u, u' : c = \pm \frac{P_2}{2}$	$0P = x(213):(001)$		$36^{\circ}59'48''$	—	—	—	—	—	—
$r : c = \frac{P_2}{2}$	$0P = x(122):(001)^*$		$35^{\circ}4'38''$	—	—	—	—	—	—
$q : p = \frac{2P_2}{3}$	$\frac{P}{3} = x(8.7.12):x(111)$		$14^{\circ}20'30''$	—	—	$(42^{\circ}47\frac{1}{2}')$	—	—	—

Die Fläche \bar{P}_2 habe ich nicht beobachtet.

XII.	XIII.	XIV.	XV.	XVIII.	XIX.	XX.	Miller und v. Lang	Bertrand u. Des Cloizeaux	Groth
62° 16 $\frac{1}{2}$ '	—	—	{ 62° 19 $\frac{3}{4}$ ' 62 7	—	—	{ 62° 8 $\frac{1}{2}$ ' 61 34	{ 62° 0' L. 62 22—3' M.	{ 61° 30' B. ca. 63 0 D.	—
—	—	62° 0 $\frac{1}{2}$ '	—	—	62° 56 $\frac{1}{2}$ '—62°	—	{ 62 0 L. 62 3 M.	—	—
—	—	—	102 24 $\frac{1}{2}$	—	—	—	—	—	—
{ 42 46 43 28	—	43 43	{ 43 29 43 20	—	—	{ 43 35 $\frac{1}{2}$ 43 22	—	{ 42° 30' B. 44°—43°20' etc. (D.)	—
—	—	—	—	—	43 19 —44	—	—	—	—
—	—	—	121 23	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	(An Kr. Nr. XVII) ca. 37° 30'	—	—	—	—	—
{ 32 16 32 14	—	—	—	—	—	{ 32 54 $\frac{1}{2}$ 32 49 $\frac{1}{2}$	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	7 29	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	7 50	—	—	—
—	—	—	—	—	—	7 2	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	{ 27 29 27 33 $\frac{1}{2}$	—	—	—	—	—
—	—	—	—	38 24	—	—	—	—	—
—	—	—	—	(ca. 35 0)	—	—	39° L.	—	—
—	—	—	—	—	—	—	85 L.	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

		Berechnet	I.	II.	III.	IV.	V.	XL
$q : f = \frac{1}{2}P_2$	$\frac{1}{2}P_2 = 267.12 : 105$	25°36' 20"	—	—	25°26'	—	—	—
$m : c = 1P_0$	$0P = (61) : 001$	69 29 2*	—	—	—	—	—	—
$n : c = 2P_0$	$0P = (201) : 001$	53 21 25	53°20' 50"	—	—	—	53°57' **	52°47'
$o : h = 2P_0$	$0P = (201) : 110$	55 13 25	55 12 30 55 10 15	—	—	—	—	—
$y : c = 1P_0$	$0P = (101) : 001$	24 4 13	—	—	—	—	—	—
$d : c = \frac{1}{2}P_0$	$0P = (102) : 001$	12 37 15	—	—	—	—	—	—
$e : c = 1P_0$	$0P = (104) : 001$	8 11 25	—	—	8 11½	—	—	8 7
$f : c = \frac{1}{2}P_0$	$0P = (105) : 001$	7 42 10	—	—	7 46½	—	—	7 59
$g : c = \frac{1}{2}P_0$	$0P = (106) : 001$	6 25 11	—	6°46'	—	—	—	6 38
$q : e = \frac{1}{2}P_0$	$0P = (054) : 001$	40 2 25	—	—	—	—	—	—
$r : c = \frac{1}{2}P_0$	$0P = (056) : 001$	29 15 18	—	—	—	—	—	—
$q : r = \frac{1}{2}P_0$	$\frac{1}{2}P_0 = (054) : 056$	10 47 7	—	—	—	—	—	—
$u : d = 2P_0$	$2P_0 = (201) : 201$	72 57 10	72 57 10	73 25	—	—	—	—
$h' : h = 0P$	$0P = (110) : 110$	89 39 0	89 39 0	—	—	—	—	—
$k : a = 0P_2$	$0P_0 = (310) : 100$	18 19 49	—	—	—	—	—	—
$d : c = 2P_0$	$0P = (021) : 001$	53 21 20	—	—	53 25	—	—	—
$c : b = 0P$	$0P_0 = (001) : 010$	90 0 0	—	—	89 58	—	—	—

Es ist bemerkenswerth, dass die Brechungsexponenten für die beiden in der basischen Ebene parallel a und b sich fortpflanzenden Strahlen b und c nur ganz wenig verschieden sind, was wieder eine Annäherung zur tetragonalen Symmetrie darstellt. Es verdient ferner bemerkt zu werden, dass der mittlere Brechungsexponent β recht nahe mit dem Brechungsexponenten ε des Melinophans übereinstimmt.

Der Leukophan phosphorescirt bekanntlich mit einem blauen Lichtschein.

Die Farbe des Leukophans ist an verschiedenen Vorkommnissen recht verschieden. Die Krystalle des prismatischen Typus sind in grösseren Exemplaren ziemlich tief grün mit einem Stich in's Gelbliche gefärbt; gewöhnlicher sind hellere, weisslichgrüne oder grünlichweisse Farbenntüancen, die tafelförmigen Krystalle sind zum Theil vollständig wasserhell, farblos. Eine gelbe Farbe, welche an den Melinophan erinnern könnte, habe ich niemals bemerkt.

Die Härte ist an dem frischen, wasserhellen Leukophan 4 (gewöhnlich wird 3,5—4 angegeben).

Specifisches Gewicht. An einem kleinen Bruchstücke eines was-

*) Nicht gemessen; an Kr. Nr. XV aus Zonen bestimmt.

** Spaltungswinkel.



XII.	XIII.	XIV.	XV.	XVIII.	XIX.	XX.	Miller und v. Lang	Bertrand u. Des Cloizeaux	Groth
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	53° 46'	—	—	—	52° 53'	54° L.	53° 2' B.	53° 40'
—	—	—	—	{ 55° 4'	—	—	—	55 — 53° D.	—
—	—	—	—	{ 56 5	—	—	—	33° 32' B.	33 46
—	—	—	—	(ca. 43 0)	—	—	44 L.	—	—
—	{ 80 4'	—	—	—	—	—	—	—	—
—	{ 9 36	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
049½'	—	—	—	—	—	—	—	—	—
28	—	—	—	—	—	—	—	—	—
54½	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	ca. 89 80	—	—	—	—	89 38 ber. G.
—	—	—	—	—	—	—	—	—	{ 48 23
—	—	—	—	—	—	—	—	—	{ 48 35
—	—	—	—	—	—	—	—	54 0 D.	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

serhellen tafelförmigen Krystalls fand ich durch Abwiegen von 50 ccm einer Thoulet'schen Lösung, in welcher dasselbe genau zum Schweben gebracht war: 2,959. Rammelsberg giebt 2,964, Des Cloizeaux 2,974 an. Die letztere Zahl ist unzweifelhaft (durch die so häufige Verunreinigung mit eingewachsenen Aegirinnädelchen ?) ein wenig zu hoch.

Vorkommen. Der Leukophan ist auf den Gängen in dem Augitsyenit auf den Inseln des Langesundfjords keineswegs selten. Die besten Vorkommnisse sind: Låven, die Arölscheeren, seltener und von kleinerem Korn an den Barkevikscheeren, auf den Inseln östlich von Brevik etc. Auf Låven kommen nicht ganz selten mehr als faustgrosse Stücke vor. Die Art des Vorkommens des grünlichweissen Leukophans von Låven, von der Südspitze der Insel Stokö etc. zeigt, dass unser Mineral hier zum grossen Theile eine Drusenraumfüllung bildet; denn ursprünglich aufgewachsene Krystalle von Astrophyllit, Aegirin, Mosandrit, Eläolith, Kataplekt, Feldspath etc. ragen hier in die Masse des unregelmässig begrenzten Leukophans hinein. Wo die Füllung, welche als eine noch während der Gangbildung stattfindende aufgefasst werden muss, unvollständig war, konnten sich auch gut begrenzte Leukophankrystalle bilden, welche in solchen Fällen wieder von etwas später abgesetzten, die letzten Reste der ursprünglichen Drusenräume ausfüllenden Zeolithen, wie Analcim (Eudnophit), Natrolith etc. bedeckt wurden.

Die oben beschriebenen tafelförmigen sphenoidischen Krystalle, welche zum Unterschied von dem gewöhnlichen Leukophan farblos und oft wasserhell sind, kamen nur in Krystallen mit guter Begrenzung auf Feldspath etc. vor, und zwar fast nur an einem einzigen Vorkommen, einem kleinen Gange an der Westseite der Insel Gross-Arö; dieser Gang ist schon seit mehreren Jahren fast vollständig ausgebeutet. Ein neues Vorkommen ähnlicher Krystalle wurde in diesem Jahre (1889) auf der Insel Kjeö bei Barkevik entdeckt. Die stumpfen Sphenoiden und Domen, welche für die Krystalle von Gross-Arö so charakteristisch sind, kommen auch hier vor; sie scheinen hier deutlich durch Lösung (vor dem Absetzen des Analcim) gebildete Prärosionsflächen zu sein.

Die oben beschriebenen prismatischen Durchkreuzungsvierlinge fanden sich hauptsächlich auf einem kleinen Gange an der Nordseite der kleinen Insel Eikaholmen; die meisten dieser Krystalle waren ziemlich stark grünlich gefärbt und sind dadurch leicht zu kennen; dieselben erreichten, wie oben erwähnt, oft ganz bedeutende Dimensionen. Auch dieser Gang, welcher gleichzeitig auch einige der besten gefundenen Astrophyllit-, Katapleit- und Natrolithkrystalle lieferte, kann als ausgebeutet angesehen werden.

Kleinere, aber ganz ausgezeichnete, auf dieselbe Weise gebaute, prismatische Durchkreuzungsvierlinge von fast weisser Farbe kamen als Seltenheit auf dem Natronkatapleitvorkommen der Insel Klein-Arö, auf der Nordseite dieser Insel vor; auf demselben Gange fanden sich übrigens auch noch seltener Einzelkrystalle des ersten Typus (s. oben).

In der Gegend von Fredriksvärn und Laurvik dürfte der Leukophan, so viel mir bekannt, kaum mit Sicherheit beobachtet worden sein.

39. Melinophan, Scheerer.

1852. Th. Scheerer (und R. Richter), Journ. f. prakt. Chem. **55**, 449.
 1854. A. Des Cloizeaux, Ann. d. chim. et d. phys. **40**, 84.
 1856. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann. **98**, 257.
 1857. A. Des Cloizeaux, Ann. d. mines **11**, 304.
 1862. — Man. d. min. S. 445.
 1867. J. D. Dana, Amer. journ. of science (II. Ser.) **94**, 405.
 1870. A. E. Nordenskiöld, Öfvers. af Kgl. Sv. Vet. Akad. Förhandl. S. 536.
 1875. C. F. Rammelsberg, Handb. d. Mineralchem. S. 659.
 1876. E. Bertrand, Compt. rend. 1876 (Octbr.).
 — C. F. Rammelsberg, Zeitschr. d. deutsch. g. Ges. **28**, 64; Monatsber. d. Berl. Akad. 1876, S. 22.
 1882. P. Groth, Tabell. Uebers. **2**. Ausg. S. 404.
 1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. Förhandl. **9**, 265.

Der Melinophan wurde zuerst von Scheerer beschrieben und als besondere Mineralspecies von dem Leukophan getrennt; der Name (von μέλι Honig und φάτω) sollte durch seine Bildung an die Verwandtschaft mit dem Leukophan erinnern.

Schon durch Des Cloizeaux's Beobachtungen wurde es jedoch bekannt, dass der Melinophan zum Unterschiede vom Leukophan sich optisch einaxig (negativ) verhält. Dann gelang es zuerst A. E. Nordenskiöld, vierseitige Tafeln zu entdecken, wodurch also das Krystallsystem als tetragonal festgestellt wurde; die von ihm (1870) beschriebenen Krystallbruchstücke waren jedoch sehr unvollständig und erlaubten nur ganz approximative Messungen.

Später wurden von E. Bertrand besser ausgebildete kleine Krystalle mit der Combination einer tetragonalen Pyramide $\{111\}P$ und einer solchen zweiter Ordnung $\{101\}P\infty$ beschrieben. Nach Bertrand's Messungen ist das Axenverhältniss des Melinophan:

$$a : c = 1 : 0,6584.$$

Vergleichen wir damit dasjenige des Leukophan nach meinen Beobachtungen:

$$a : b : c = 0,99394 : 1 : 0,67247,$$

so sehen wir sofort eine ganz bedeutende Aehnlichkeit der Axenverhältnisse beider Mineralien, welche sich in entsprechenden Winkeln deutlich kundgibt, z. B.

	Melinophan:	Leukophan:
$\infty P : \infty P(110) : (1\bar{1}0)$	90° 0'	89° 39'
$P : 0P(111) : (001)$	42 57½	43 38

Durch freundliches Entgegenkommen des Herrn Prof. Freiherr A. E. v. Nordenskiöld erhielt ich aus der Sammlung des Reichsmuseums einige sich dort befindende Bruchstücke schwefelgelber Melinophankristalle zu näherer Untersuchung anvertraut. Unter denselben befanden sich mehrere, welche gegen ein weisses Zeolithmineral ausgebildet und von feinen Adern desselben durchsetzt waren. Diese zeigten eine für das so selten von anderen Flächen als $\{001\}0P$ begrenzte Mineral aussergewöhnlich günstige Ausbildung, obwohl allerdings Winkelmessungen nicht mit genügender Schärfe ausgeführt werden konnten.

Der vollständigste und best ausgebildetste dieser Krystalle ist Fig. 7 Taf. XIII vergrössert dargestellt; die wirkliche Grösse ist ungefähr 1,5 cm im Quadrat, bei ungefähr 3 mm Dicke. Er ist, wie gewöhnlich, nach $\{001\}0P$ tafelartig ausgebildet, an den Seitenkanten mit Abstumpfungen verschiedener Pyramidenflächen. Nur eine Ecke ist sowohl unten als oben frei ausgebildet. Folgende Flächen wurden beobachtet:

$c = 0P(001)$, $o = 2P\infty(201)$ und $(20\bar{1})$ etc., $a = \infty P\infty(100)$ und (010) ,
 $p = P(111)$, $v = \frac{1}{2}P2(214)$, $k = \infty P3(310)$.

	Berechnet:	Gemessen:
$2P\infty : 0P$ $(201):(001) = 52^{\circ} 45\frac{1}{2}'$		$52^{\circ} 20'$
$P : 0P$ $(111):(001) = 42^{\circ} 57\frac{1}{2}'$		$42^{\circ} 54'$
$\frac{1}{2}P2 : 0P$ $(214):(001) = 20^{\circ} 42\frac{1}{2}'$		circa $18^{\circ} - 20^{\circ}$
$\frac{1}{2}P2 : 2P\infty$ $(214):(201) = 35^{\circ} 34\frac{1}{2}'$		$35^{\circ} 21'$

Die Vertheilung der Flächen an der Ecke ist nun derartig, dass P nur mit einer Fläche (111) oben vorn rechts auftritt, während die Fläche $(11\bar{1})$ fehlt. Ferner ist die Form $\frac{1}{2}P2(214)$, welche als ditetragonale Pyramide an der Ecke vier Flächen besitzen müsste, nur mit einer einzigen Fläche (214) an der vorderen rechten Ecke oben links ausgebildet, während die drei anderen zugehörigen Flächen derselben (124) , $21\bar{4}$ und $12\bar{4}$ an dieser Ecke fehlen. Endlich ist $2P\infty\{201\}$ zwar vollständig, ein zweiter auf derselben Stufe vorhandener Krystall zeigt aber vorn oben und unten (201) und $(20\bar{1})$, während rechts die Flächen von $2P\infty$ fehlen, indem hier eine ganz flache Pyramide zweiter Ordnung, deren Zeichen nicht bestimmt werden konnte, auftritt; wir dürfen deshalb vielleicht annehmen, dass die Flächen von $2P\infty$ als horizontale Prismen ausgebildet sind. Die Fläche $k(310)$ wurde mittelst der Zonen $[111 : 20\bar{1}]$ und $[100 : 110]$ bestimmt. Ausserdem tritt oben rechts eine vereinzelte Fläche einer unbestimmbaren ditetragonalen Pyramide mit ganz gerundeter Flächenbeschaffenheit auf; die Indices derselben sind nur wenig von denen der Fläche $2P\infty(021)$ verschieden.

Das Fehlen der Fläche $P(11\bar{1})$ unten, wie noch mehr das Auftreten von $\frac{1}{2}P2(214)$ nur mit einer einzigen Fläche zeigt, dass der Melinophan nicht holoëdrisch sein kann, wenn wir nicht die oben erwähnte Verthei-

lung der Flächen lediglich als eine Unregelmässigkeit betrachten wollen, was aber auch deshalb unzulässig scheint, weil andere Bruchstücke, deren Flächen nicht messbar sind, eine entsprechende unsymmetrische Flächenvertheilung aufweisen. Ebenso wäre die trapezoëdrische, die pyramidale und die sphenoidische Hemiëdrie ausgeschlossen, weil die ditetragonale Pyramide $\frac{1}{2}P2$ an einer Ecke nur mit einer Fläche auftritt. Es wäre dann nur zwischen der rhombotypen Tetartoëdrie und der sphenoidischen Tetartoëdrie zu wählen; bei der Annahme der letzteren müssten wir aber die Pyramide $2P\infty$ als Sphenoiden zweiter Ordnung ausgebildet haben. Da dieselbe aber weder an dem beschriebenen Krystall, noch an anderen Bruchstücken eine sphenoidische Ausbildung zeigt, sondern vielleicht als horizontales Prisma auftritt, indem eine Unabhängigkeit der Zonen $[(001):(100)]$ und $[(004):(010)]$ sich geltend macht, dürfte es als wahrscheinlicher angesehen werden können, dass der Melinophan der rhombotyp-tetartoëdrischen Gruppe des tetragonalen Systems angehört ist. Nur durch die Annahme einer Hemimorphie nach der Hauptaxe würde bei der oben beschriebenen Flächenvertheilung noch eine hemiëdrische Formengruppe möglich sein.

Die oben erwähnten Formen des Melinophans wären demnach folgender Weise zu schreiben:

$$o = -\frac{2P\infty}{4}, \quad o' = \frac{2P\infty}{4}, \quad a = -\frac{\infty P\infty}{4}, \quad a' = \frac{\infty P\infty}{4}, \quad p = \frac{P}{4},$$

$$v = \frac{\frac{1}{2}P2}{4}, \quad k = \frac{\infty P3}{4} *).$$

Da die rhombotyp-tetartoëdrischen Substanzen aller Wahrscheinlichkeit nach Circularpolarisation zeigen können, wurde aus drei vollkommen durchsichtigen Platten von honiggelbem Melinophan eine zusammengesetzte ungefähr 1 cm dicke Platte, genau senkrecht auf $\{004\}OP$ geschliffen, hergestellt; eine merkbare Circularpolarisation war aber nicht zu entdecken.

Genau geschliffene Platten parallel $\{004\}OP$ des Melinophan sind in guten durchsichtigen Stücken absolut einaxig auch in den dünnsten Schliffen.

Die Brechungsexponenten des Melinophan wurden schon von Des Cloizeaux bestimmt $\epsilon = 1,592$, $\omega = 1,644$ für rothe Strahlen.

Aus einem sehr schön durchsichtigen honiggelben Melinophan von der alten Fundstelle Stoksund fertigte ich ein dreiseitiges Prisma; die beiden brechenden Kanten desselben waren parallel der c -Axe so genau, wie es ohne Zonen nur mittelst optischer Orientirung ausgeführt werden konnte, orientirt. Alle drei Flächen waren ganz genau in einer Zone gelegen.

*) Die von A. E. Nordenskiöld angegebenen nur ganz approximativ gemessenen Flächen lassen sich nicht sicher bestimmen.

		Prisma I. $\alpha = 52^{\circ} 14' 45''$	Prisma II. $\alpha = 46^{\circ} 4' 30''$
ϵ	{ Rothes Glas	1,5912	1,5929
	{ Na	1,5934	1,5938
	{ Tl	1,5975	
ω	{ Rothes Glas	1,6097	1,6114
	{ Na	1,6126	1,6132
	{ Tl	1,6161	

Die zweite brechende Kante erlaubte in Folge von Sprüngen nicht so genaue Ablesungen, wie die erste. Da für rothes Glas die von Des Cloi-zeaux angegebenen Zahlen ziemlich genau dem Mittel meiner beiden Bestimmungen entsprechen, ausserdem die Differenzen der letzteren wohl innerhalb der Fehlergrenze liegen, so darf keine Ungleichwerthigkeit der zur c-Axe senkrechten Richtungen in optischer Beziehung angenommen werden, was auch aus der vollkommenen Einaxigkeit guter Präparate hervorgeht.

Der Melinophan von den verschiedenen Vorkommnissen besitzt etwas verschiedene Farben. An dem altbekannten Vorkommen Stoksund kommt er theils mit weingelber, theils mit schwefelgelber oder citron- bis honiggelber Farbe vor, ja einige scheinbar etwas angegriffene Stücke zeigen eine fleischrothe bis tief ziegelrothe Farbe. Derjenige von den Aröschereen, wie auch der von Frederiksvärn zeigt gewöhnlich schwefelgelbe Farbe. Grünliche Farbentöne, wie an dem Leukophan, sind mir nicht bekannt.

Pleochroismus. Erst in dicken Platten parallel der Hauptaxe zeigt der Melinophan einen merkbaren Pleochroismus. Der Strahl, welcher senkrecht zur Verticalaxe schwingt, wird stärker absorbiert, mit honiggelber bis bräunlichgelber Farbe, der parallel der Verticalaxe weniger stark mit etwas grünlichgelber Farbe.

Spaltbarkeit kommt an dem Melinophan nach *OP* vor; die Theilung nach dieser Fläche geschieht zwar sehr schwierig, giebt aber, wenn dieselbe in dickeren Stücken gelingt, bisweilen recht vollkommene Spaltungsflächen, welche nicht mit den häufigen aus der schaligen Aggregation mehrerer Individuen nach *OP* entstehenden Trennungsflächen verwechselt werden dürfen.

Aetzfiguren. Als ich durch die geometrische Untersuchung die Zugehörigkeit des Melinophan zur rhombotyp-tetartodriscen Gruppe des tetragonalen Systems wahrscheinlich gemacht hatte, schien es mir wünschenswerth, auch durch andere Beobachtungen dafür eine Bestätigung zu gewinnen, und ich versuchte deshalb eine solche durch das Studium der Aetzfiguren zu finden.

Eine Platte, beiderseits mit basischer Begrenzung, zeigte nach Aetzen

mit starker Flusssäure (ungefähr 2 Minuten) zahlreiche längliche Aetzfiguren zum Theil von den in Taf. XII Fig. 9a, b dargestellten Formen.

Die Längsrichtung dieser länglichen Figuren war an der unteren Basisfläche ungefähr senkrecht zu derjenigen der oberen Basisfläche. Es zeigte dies, dass die basische Fläche bei dem Melinophan keine Symmetrieebene sein kann, wenn nicht die verschiedene Orientirung der Aetzfiguren oben und unten auf Zwillingsbildung beruhen sollte, in welchem Falle jedoch die holoëdrische Formengruppe nicht für den Melinophan angenommen werden kann, weil die senkrechte Orientirung der Längsaxe der Aetzfiguren eine Zwillingsbildung nach einem tetragonalen Prisma voraussetzen würde, was in der holoëdrischen Formengruppe ohne Hemimorphie nicht möglich wäre. Andere Platten zeigten nun zwar, dass wirklich immer Zwillingsbildungen bei dem Melinophan auftreten; trotzdem können aber die Aetzfiguren nicht durch die Annahme der holoëdrischen tetragonalen Symmetrie erklärt werden, indem die Gestalt jener zeigt, dass alle Formengruppen mit Symmetrieebenen in der Verticalzone, also die holoëdrische und die sphenoidisch-hemiëdrische, ausgeschlossen sind.

An gut polirten Schnittflächen, parallel der *c*-Axe orientirt, gelang es mit Flusssäure nicht, regelmässig begrenzte Aetzfiguren zu erhalten. Die Aetzung fand sehr ungleichmässig statt, indem gelappte Partien über die ganze Fläche tiefer ausgeätzt waren. An einer kleinen Stelle, wo die Aetzung wenig fortgeschritten war, konnten ganz unsymmetrische dreiseitige Vertiefungen beobachtet werden, welche ebenfalls bestimmt darauf hindeuten, dass die basische Fläche keine Symmetrieebene bei dem Melinophan wäre, wodurch also auch die pyramidale Hemiëdrie ausgeschlossen sein würde, wenn jene wenige Vertiefungen als regelmässig und gesetzmässig gebildet angesehen werden dürften.

Mehrere nach der Basis dünntafelförmige Platten von schwefelgelbem Melinophan wurden circa 1 bis 1,25 Minuten mit Flusssäure geätzt. Ausser den schon oben dargestellten Figuren, welche in der Regel keine deutliche Begrenzung zeigen, sondern durch tonnenförmige bis elliptische Umrisse charakterisirt sind, traten auch noch andere recht verschiedenartige Aetzfiguren auf (s. Fig. 9, 10, 11, 12). Unter diesen zeichnen sich namentlich zahlreiche unsymmetrisch dreiseitige Figuren aus; dieselben scheinen vollständig asymmetrisch zu sein, ihre Begrenzungsflächen lassen sich aber an den nur von *OP* begrenzten Bruchstücken natürlich nicht krystallographisch orientiren. Diese dreiseitigen Figuren (s. Fig. 9 und 11), deren Spitze und zwei längere Seiten scharf markirt, während die gegenüber dem spitzen Winkel liegende dritte kurze Seite abgerundet und undeutlich begrenzt ist, liegen nun nicht alle parallel orientirt, sondern durcheinander in einem bunten Gewirr mit ihrer Spitze nach allen Richtungen wie Pfeil-

köpfchen zeigend. Unter allen diesen Stellungen kann man nun wieder häufig Paare von je zwei Aetzfiguren ausfindig machen, welche sich zu einander wie Spiegelbild und Gegenstand verhalten, welche also in Zwillingstellung zu einander sich befinden; die beiden Aetzfiguren eines solchen Zwillingspaars scheinen ganz unzweifelhaft sich zu zwei Aetzfiguren eines andern Zwillingspaars enantiomorph zu verhalten. Die Anzahl der vorhandenen Stellungen dieser merkwürdigen dreiseitigen Aetzfigurenpaare gelang mir nicht festzustellen; doch glaube ich wenigstens acht verschiedene Zwillingpaar-Stellungen sicher beobachtet zu haben. Am merkwürdigsten scheint es mir, dass die verschiedenen Stellungen bis zu dem Grade durcheinander gemischt sind, dass trotz der grossen Anzahl der ganz kleinen bei circa 240-facher Vergrösserung in durchfallendem Lichte betrachteten Aetzfiguren nur selten zwei gleich orientirte neben einander zu beobachten sind, was von einer überaus innigen Zwillingsverwachsung zeugt. In Fig. 9 ist ein kleiner Theil der im Gesichtsfelde bei 240-facher Vergrösserung beobachteten Aetzfiguren dargestellt; von den zum Theil überwiegenden tonnenförmigen Figuren sind nur einige wenige eingezeichnet.


Die nähere Erklärung dieser merkwürdigen Aetzfiguren möchte ich Anderen, welche sich mit dem Studium der Aetzfiguren im Allgemeinen eingehender beschäftigt haben, überlassen. Dass dieselben gesetzmässig sind, zeigte sich aus den unveränderten Verhältnissen fünf verschiedener Platten. Mir scheint es, dass dieselben, wenn sie überhaupt durch die Annahme des tetragonalen Systems erklärbar sind, nur mit der Zugehörigkeit zu einer der keine Symmetrieebenen besitzenden Formengruppen desselben in Einklang gebracht werden können. Die vielen verschiedenen Orientirungen dürften vielleicht durch die Annahme von Zwillingbildungen nach den Flächen von ∞P , $\infty P\infty$ und OP genügend erklärt werden können, vielleicht müssten auch noch andere Zwillingsgesetze angenommen werden ausser jenen, welche jedenfalls vorhanden sind.

Aetzversuche mit conc. Salzsäure, mit conc. Schwefelsäure, sowie mit Fluorwasserstoffgas gaben keine guten Resultate.

Die Beobachtungen über die Aetzfiguren des Melinophans lassen sich also, wenn der Melinophan überhaupt tetragonal ist, was wohl wahrscheinlich, mit der Annahme der aus der äusseren Flächenbegrenzung abgeleiteten rhombotypen Tetartoëdrie vereinigen.

Die Härte des Melinophans ist grösser als die des Leukophans, 5+.

Spec. Gewicht. An einem kleinen Bruchstücke eines vollständig durchsichtigen honiggelben Melinophan wurde mittelst Abwiegen von 50 ccm einer Thoulet'schen Lösung, in welcher derselbe zum Schweben gebracht war, das spec. Gewicht zu 3,006 bestimmt. Des Cloizeaux giebt 3 an.

 Vorkommen des Melinophan. Der Melinophan gehört zu den

weniger verbreiteten Mineralien der Gänge der Augitsyenite; sein Vorkommen ist ziemlich auffällig begrenzt, und die Zusammensetzung der Melinophan führenden Gänge oft recht charakteristisch. Mit Leukophan kommt derselbe niemals zusammen vor, sondern diese beiden Mineralien scheinen einander zu ersetzen.

Auf Låven (und den naheliegenden Scheeren) und im südlichen Theile der Insel Stokö, wo der Leukophan häufig ist, kommt kein Melinophan vor; ebenso wenig in dem nördlichen Theile von Stokö und Arö. Dagegen findet er sich an zahlreichen Stellen innerhalb einer ungefähr ein drittel Kilometer breiten Zone, welche von der östlichsten Ecke der Insel Stokö zuerst ziemlich genau O—W über diese Insel beiderseits der grossen Bucht an ihrer Westseite, von da etwas mehr nach Norden hin sich drehend, über die Insel Gross-Arö und die südlichsten Inselchen westlich davon, ferner über Langodden nach dem südlichsten Theile der Insel Ober-Arö sich erstreckt, obwohl an den meisten Stellen nur sporadisch und in geringer Menge; am bekanntesten ist das alte Vorkommen von Stoksund; auch das Nordenskiöldin-Vorkommen bei Gross-Arö und die Hiordahlit-Fundstelle von Langodden gehören dieser Zone an und führen beide Melinophan. Auffällig genug ist das Vorkommen der tafelförmigen Leukophankrystalle auf der Insel Gross-Arö innerhalb dieser Melinophanzone gelegen.

Die meisten dieser Melinophan-führenden Gänge bestehen vorherrschend aus weissem Feldspath mit Eläolith (bisweilen aus Cancrinit), schwarzem Glimmer und ein wenig Aegirin als Hauptmineralien; ausserdem findet man auf diesen Gängen häufig Homilit, sogenannten Erdmannit, Molybdänglanz, Löllingit und bisweilen Kupferkies und Zinkblende in geringer Menge, häufig Flussspath, grauen Zirkon, stellenweise schwarzen Granat (Yttergranat), Wöhlerit und nur local als Seltenheiten Nordenskiöldin, Hiordahlit etc., endlich als letzte Absätze Zeolithe, namentlich Analcim und Natrolith, gegen welchen der Melinophan bisweilen, aber sehr selten, mit Krystallflächen begrenzt ist.

Der Melinophan kommt auf den Gängen nicht gleichmässig vertheilt vor, sondern ganz sporadisch vereinigt zu blättrigen, rosettenförmigen Massen, welche bisweilen Faustgrösse erreichen. Dieselben sind oft deutlich, gleichwie die Leukophan-Nester, ursprüngliche Ausfüllungen von offenen Drusenräumen gewesen; in der Regel ist diese Füllung vollständig geschehen, weshalb auch Krystalle von Melinophan so äusserst selten sind.

Bemerkenswerth ist es, dass diese Melinophan-Homilitgänge (der Homilit kommt ausschliesslich mit dem Melinophan zusammen vor) oft als recht feinkörnige Gesteinsgänge von Nephelinsyeniten, gewöhnlich mit stark gestreifter Fluidalstructur ausgebildet sind. Nur die Melinophan-nester bilden dann gröber körnige Rosetten, das Ganggestein selbst ist häufig bedeutend feinkörniger, als das umgebende normale Hauptgestein.

Bei Barkevik und auf den Inseln östlich von Brevik kommt der Melinophan nur als äusserste Seltenheit vor, ebenso bei Laurvik.

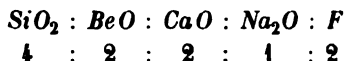
Bei Frederiksvärn befand sich früher ein Vorkommen von Melinophan; ich besitze aus einer alten Sammlung ein Handstück, worin derselbe mit rothem Eläolith, Feldspath, Barkevikit-ähnlicher Hornblende und Pyrochlor zusammen erscheint; diese Stufe zeigt, dass das jetzt nicht mehr bekannte Melinophanvorkommen bei Frederiksvärn einem der dort gewöhnlichen Pyrochlor führenden Gänge angehörig gewesen ist.

Chemische Zusammensetzung des Leukophan und des Melinophan.

Chemische Zusammensetzung des Leukophan. Diese wurde zuerst von A. Erdmann (I), später von Rammelsberg (zuerst 1856, (II), dann noch von Demselben zwanzig Jahre später, 1876 (III)) untersucht, deren sämtliche Analysen unzweifelhaft an dem derben Leukophan von Låven (Lamö) ausgeführt wurden. Da dieser weniger frisch, als der weisse Leukophan der tafelförmigen Krystalle von Gross-Arö ist, und da ich hoffte, dass dieses etwas verschiedenartige Vorkommen durch abweichende Zusammensetzung vielleicht nähere Auskunft über die chemische Constitution des Leukophan geben könnte, liess ich aus vollkommen wasserhellen Krystallbruchstücken desselben reines Analysenmaterial für eine neue Analyse vorbereiten. Diese (IV) wurde gütigst unter allen Vorsichtsmassregeln von Herrn H. Bäckström ausgeführt; die angeführten Zahlen sind Mittel von mehreren nahe übereinstimmenden Analysen.

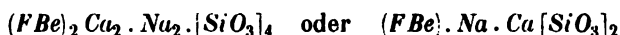
	I.	II.	III.	IV.		
SiO ₂	47,82	47,03	48,38	48,50		0,8008 3,90
Al ₂ O ₃	—	1,03	—	0,45	0,043 entspr. 0,0129 BeO	} 0,4478 2,04
BeO	11,51	10,70	11,97	10,03	0,3980	
MgO	—	0,17	—	0,27	0,0069	
CaO	26,04*)	23,37	23,37	22,94		0,4404 2,00
Na ₂ O	10,20	11,26	10,27	12,42		0,2009 0,98
K ₂ O	0,31	0,30	0,30	—		
H ₂ O	—	—	—	1,08	0,0600 entspr. 0,1200 F	} 0,4310 2,09
F	6,17	6,57	6,77	5,94	0,3110	
	102,02	100,48	101,06	101,63		
	— 2,58	— 2,75	— 2,88	— 2,48		
	99,44	97,68	98,23	99,15		

Setzt man statt der gefundenen Proportionen die Quotientenzahlen

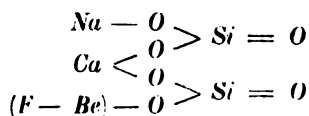


so lässt sich aus der Analyse die einfache Formel:

Worin 1,01% MnO.



ableiten. Diese Formel könnte z. B. auf folgende Weise geschrieben werden:



Die aus dieser Formel berechnete Zusammensetzung*) stimmt mit der von Bäckström gefundenen befriedigend überein:

SiO ₂	49,46
BeO	10,35
CaO	23,08
Na ₂ O	12,78
H ₂ O	0,93
F	5,87
	<hr/> 102,47
	— 2,47
	<hr/> 100,00

Rammelsberg berechnete aus seinen Analysen ganz abweichende Formeln; er hatte aber das Fluor an Natrium gebunden als *FNa* aufgefasst, was kaum richtig sein kann.

Dass die oben aus Bäckström's Analyse abgeleiteten Proportionen zwischen *SiO₂ : BeO : CaO : Na₂O : F = 4 : 2 : 2 : 4 : 2* richtig sind, dürfte sehr wahrscheinlich sein; trotzdem scheint es mir des Vergleiches mit dem Melinophan wegen kaum annehmbar, dass die daraus abgeleitete einfachste Formel wahrscheinlich ist. Um diese Behauptung zu beweisen, werden wir erst die chemische Zusammensetzung des Melinophan betrachten.

Chemische Zusammensetzung des Melinophan. Der Melinophan wurde zuerst von R. Richter (Scheerer's Abb. l. c. 1852) analysirt; die Analyse war jedoch, wie es nach den unvollkommenen Trennungsmethoden der damaligen Zeit zu erwarten war, ziemlich ungenau und soll deshalb unten nicht angeführt werden. Bemerkenswerth ist es, dass Richter bei seiner Analyse 12,4 *Al₂O₃* und nur 2,2 *BeO* fand; dies Verhältniss, welches Scheerer auf die Auffassung führte, dass der Melinophan ein Leukophan sei, in welchem die Beryllerde grösstentheils durch Thonerde ersetzt sei, ist ganz sicher unrichtig; andererseits ist soviel richtig, dass gewiss bisweilen ein nicht ganz unbedeutender Thonerdegehalt im Melinophan vorhanden ist. Lithium wiesen Bunsen und Kirchhoff spectralanalytisch nach (Des Cloizeaux, *Man. d. min.* p. 545).

Eine genauere chemische Untersuchung des Melinophan verdanken wir

*) *HO : F = 1 : 3* gesetzt.

zuerst Rammelsberg; seine ersten Analysen dieses Minerals wurden schon 1856 (I), dann neue Analysen 1876 (II) publicirt. Nach Rammelsberg's Angaben sollten seine älteren Analysen am Melinophan von Fredriksvärn ausgeführt sein; für die späteren Analysen dürfte wahrscheinlich das Vorkommen bei Stoksund auf Stokö das Material geliefert haben, wohl das einzige Vorkommen, von welchem in den Jahren 1860—75 Melinophan in den Handel gebracht wurde. Da keines dieser Vorkommnisse das Mineral in vollkommen frischem und reinem Zustande führt, schien es mir sehr erwünscht, eine neue Analyse an ideal frischer Substanz, welche ich von einem der Vorkommnisse der Insel Arö gesammelt hatte, zu erhalten. An vollkommen durchsichtigem Material, welches, um alle Vorsichtsmassregeln zu benutzen, ausserdem noch durch die Thoulet'sche Lösung von möglicherweise eingemischten Verunreinigungen befreit wurde, war Herr H. Bäckström so freundlich, eine neue Analyse auszuführen, welche unten in der Columnen III angeführt ist.

I.	II.					III.
	a.	b.	c.	d.	Mittel:	
SiO_2 43,66	44,40	44,32	—	42,50	42,74	43,60
Al_2O_3 4,57 (mit Fe_2O_3)	—	—	—	—	—	4,64
BeO 44,74	43,34	43,84	44,04	43,62	43,69	9,80
MgO 0,44	—	—	—	—	—	0,46
CaO 26,74	29,05	29,93	30,40	30,56	29,94	29,56
Na_2O 8,55	—	—	7,24	—	7,24	7,98
K_2O 4,40	—	—	0,59	—	0,59	0,23
H_2O 0,30	—	—	—	—	—	—
F 5,73	5,43	6,39	—	—	5,94	5,43
<hr/> 99,80					100,05	104,37
<hr/> — 2,40					— 2,47	— 2,27
<hr/> 97,40					97,58	99,08

Zuerst ist zu bemerken, dass in allen Analysen, hier wie beim Leukophan, ein bedeutender Verlust vorhanden ist; derselbe beruht unzweifelhaft auf der Unsicherheit der Kieselsäurebestimmung in fluorhaltigen Silicaten, indem dieselbe immer zu niedrig ausfällt. Indem wir dies bei der Deutung der Melinophananalysen berücksichtigen, scheint die folgende Auffassung berechtigt.

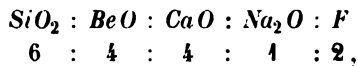
Die Analyse Bäckström's entspricht:

SiO_2		0,7267	5,60
Al_2O_3	0,0450, entsprechend BeO	0,4350	
BeO		0,3904	
MgO		0,0040	
		0,5294 } 4,07	



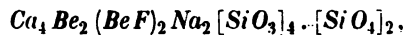
<i>CaO</i>		0,5288	4,07
<i>Na₂O</i>	0,4276) 0,4300	4,00
<i>K₂O</i>	0,0024		
<i>F</i>		0,2843	2,19

Wird hier statt der gefundenen Zahlen angenommen



so erhält man, unter der Annahme, dass das Fluor in einer einwerthigen

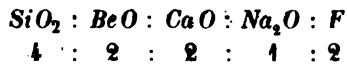
Gruppe $\overset{\text{II}}{\text{R.F}}$ (entweder (BeF) oder (CaF) , was für die Formel das gleiche Resultat giebt) gebunden ist, die einfache Formel



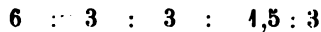
welche erfordert:

<i>SiO₂</i>	46,05
<i>Al₂O₃</i>	4,99
<i>BeO</i>	9,44
<i>MgO</i>	0,46
<i>CaO</i>	28,55
<i>Na₂O</i>	7,93
<i>F</i>	4,87
	<hr/> 104,66
	<hr/> — 4,66
	<hr/> 100,00

Gehen wir jetzt auf die Leukophanformel zurück. Wir leiteten für den Leukophan aus Bäckström's Analyse folgende Verhältnisse ab:



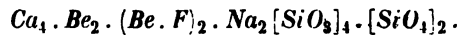
Dies ist gleichwerthig mit:



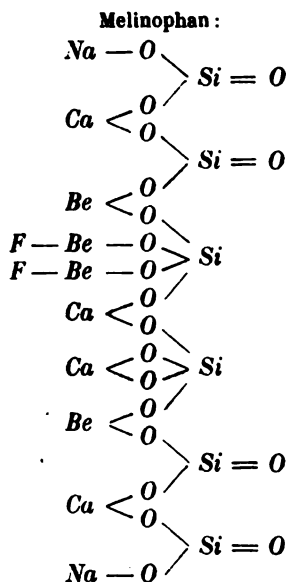
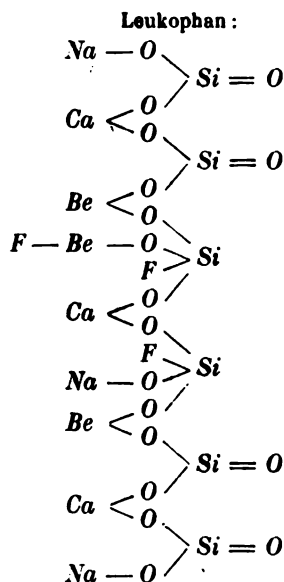
entsprechend der Formel:



während wir für den Melinophan fanden:



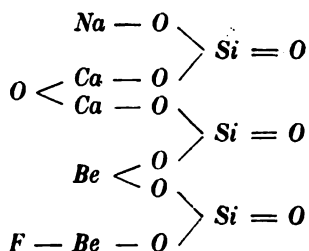
Die Constitution der beiden Mineralien könnte dann zum besseren Vergleich auf folgende Weise angedeutet werden:



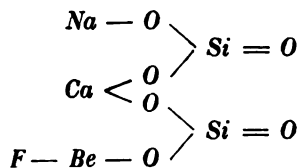
Durch Austreten eines Moleküls *NaFl* unter Eintreten von je einem Molekül *BeO* und *CaO* ändert sich die Leukophanformel in die Melinophanformel.

So gewagt auch diese Deutung scheinen mag, halte ich dieselbe doch für wahrscheinlicher als andere Auffassungen, welche der äusserst nahen krystallographischen Verwandtschaft der beiden Mineralien nicht genügend Rechnung tragen; den Leukophan als ein Metasilicat, den Melinophan allein als eine gemischte Verbindung eines Orthosilicates und eines Metasilicates aufzufassen, ist bei so nahe verwandten Mineralien, wie diese beiden es sind, nach meiner Ansicht unmöglich.

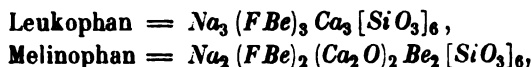
Es lässt sich nun allerdings auch der Melinophan als ein Metasilicat, aber nur als ein basisches auffassen; die Formel des Melinophan in dieser Weise aufgefasst, könnte geschrieben werden:



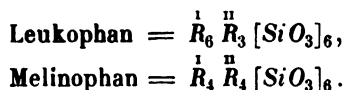
während die einfachste Leukophanformel, wie wir uns erinnern, lautete:



Wird das Molekül des Leukophan dreimal, das des Melinophan zum Vergleich zweimal so gross angenommen, so erhielte man folgende Formeln:



oder, wenn statt der einwerthigen Glieder Na und (FBe) : $\overset{1}{\text{R}}$, statt der zweiwerthigen Glieder Ca , Be und (Ca_2O) : $\overset{2}{\text{R}}$ gesetzt wird, die noch besser vergleichbaren Formeln:



Mir scheint es aber, dass die erstere Auffassung, nach welcher sowohl der Melinophan als der Leukophan Mischungen eines Orthosilicates mit einem Metasilicat wären, vielleicht besser die äusserst nahe Verwandtschaft der beiden Mineralien ausdrückt, als die zuletzt dargelegte, von Bäckström herrührende Auffassung. Ein Beweis für die Entscheidung dieser Frage lässt sich zur Zeit nicht schaffen; jedenfalls scheinen die durch die neuen Analysen Bäckström's gefundenen empirischen Formeln jeder Deutung zu Grunde gelegt werden zu müssen.

Betreffs der Ausführung der Analysen des Leukophan und des Melinophan hat mir Bäckström folgende Bemerkungen mitgetheilt:

»Für die Bestimmung der Basen wurde Aufschliessen mit Flusssäure benutzt, da eine zuverlässige Bestimmung von Be und Al sich in derselben Portion, in welcher F und SiO_2 bestimmt werden, kaum ausführen lässt. Für die Trennung des Be und Al wurde theils die Methode Zimmermann's (durch Ausfällen des Berylliumhydrates mittelst Kochen der beiden Oxyhydrate in reiner Kalilauge) angewandt, theils wurde BeO durch Digeriren der gefällten Hydrate mit Salmiak im Wasserbade aufgelöst. In beiden Fällen wurde die Thonerde vor dem Wägen mit Ammoniumcarbonat digerirt, um möglicherweise zurückgebliebene Spuren von Be zu entfernen. In beiden Mineralien fanden sich Spuren von Fe und Mn , jedoch in allzu geringer Menge, um das Resultat der Analysen beeinflussen zu können.

Kieselsäure und Fluor wurden nach der combinirten Berzelius-Rose'schen Methode bestimmt. Diese Methode ist jedoch, wie schon früher mehrere Analytiker behauptet haben, nicht besonders genügend, namentlich was die Kieselsäurebestimmung betrifft, welche immer zu niedrig und zwar häufig ganz wesentlich zu niedrig ausfällt. Das erhaltene Fluorcalcium wurde zur Controle in den meisten Fällen in Calciumsulfat übergeführt und dabei immer ganz rein gefunden.

Die Wasserbestimmung des Leukophan wurde durch Glühen des Minerals mit Bleioxyd unter Aufnehmen des freigemachten Wassers in einem Chlorcalciumrohre ausgeführt; für den Melinophan war das Material schliesslich für eine directe Wasserbestimmung nicht hinreichend; der Verlust wurde dann mittelst Glühen mit frisch geglühtem Bleioxyd bestimmt, war

aber so klein, dass ich es als wahrscheinlich ansehen muss, dass der reine Melinophan wasserfrei ist; wenigstens kann er kaum mehr als $\frac{1}{4}$ Procent Wasser enthalten.«

Sowohl Leukophan als Melinophan sind in gewöhnlichen Säuren unlöslich, lösen sich aber in Flusssäure.

Vor dem Löthrohre schmelzen sowohl der Leukophan als der Melinophan ganz leicht zu einem weissen Email; der Leukophan leuchtet vor dem Glühen mit intensiv violblauer Farbe.

Vergleichende Zusammenstellung des Leukophan und des Melinophan.

Die verschiedenen geometrischen und physikalischen Verhältnisse (Härte, specifisches Gewicht, Spaltbarkeit, Aetzfiguren etc.), wie auch die etwas verschiedene chemische Zusammensetzung beweisen, dass der Leukophan und der Melinophan zwei vollständig getrennte Species, und nicht, wie früher vielfach (und neuerdings auch von Michel-Lévy und Lacroix (Min. de roches 1888, S. 237)) angenommen wurde, identisch sind.

Andererseits kann aber eine, sogar sehr nahe Verwandtschaft zwischen beiden nicht geleugnet werden.

An beiden Mineralien finden wir sehr nahe dasselbe Axenverhältniss, mit nahe übereinstimmenden Winkelwerthen. Ferner treten an beiden dieselben Hauptformen: OP , $2P_{\infty}$, P^*) als für den Typus massgebend auf. Die nach OP tafelartige Ausbildung des Melinophan entspricht genau dem tafelartigen Typus des Leukophan. Der Leukophan ist rhombisch-sphenoidisch-hemiëdrisch, der Melinophan aller Wahrscheinlichkeit nach tetragonal-rhombotyp-tetartoëdrisch. An dem Leukophan ist Zwillingsbildung nach ∞P , ∞P_{∞} , OP sehr häufig; bei dem Melinophan, nach den Aetzfiguren zu urtheilen, Zwillingsbildung nach ∞P , ∞P_{∞} und OP wahrscheinlich. Bei der Annahme der rhombotypen Tetartoëdrie für den Melinophan zeigt sich zu dem Leukophan die interessante Beziehung, dass beide Mineralien genau dieselben Symmetrieverhältnisse besitzen; wie L. Sohncke schon generell gezeigt hat, wäre es möglich, dass beide Mineralien trotz des verschiedenen Krystallsystems dieselbe Art von Structurformen besitzen. Die einzige Verschiedenheit in ihren krystallographischen Verhältnissen wäre dann, dass der Melinophan in der Tafelebene zwei gleich grosse und geometrisch gleichwerthige, der Leukophan zwei ein wenig verschiedene, also ungleichwerthige Axen besitzt.

Bei der ausserordentlich innigen Zwillingsverwachsung des Melinophan lässt sich nicht die Möglichkeit eines rhombischen Systems für den Melinophan absolut abweisen. Es liegt nämlich auf der Hand, dass bei der

*) Auch zu den bei dem Leukophan in seinem tafelartigen Typus so häufigen niedrigen Domen und Sphenoiden kommen bei dem Melinophan entsprechende Formen vor, erlauben aber bei diesem keine genauen Messungen.

Überlagerung einer grossen Anzahl sehr dünner Lamellen, welche alle gemeinsam parallele *OP*-Flächen besitzen, durch Kreuzung der Axenebenen genau ein einaxiges Interferenzbild entstehen müsste. Solche Verhältnisse müssen nun nach den Aetzfiguren bei dem Melinophan stattfinden, und zwar nach denselben Gesetzen, welche bei dem Leukophan auftreten. Die aus schnell wechselnden Zwillingslamellen aufgebauten Partien der äusseren Randzone der Leukophanplatten geben ja auch ganz entsprechend ein einaxiges Axenbild. Es würde sich deshalb nur durch sehr genaue Messungen sicher feststellen lassen, ob der Melinophan in der That tetragonal, oder vielleicht, wie der Leukophan, rhombisch ist. Doch scheint der Umstand, dass auch solche Partien, welche am honiggelben Melinophan einheitlich orientirte Aetzfiguren zeigten, ein einaxiges Interferenzbild in einer sehr dünnen Platte lieferten, für die Annahme des tetragonalen Systems zu sprechen.

Auch der schalige Aufbau nach *OP* kommt ähnlich wie bei dem Melinophan an tafelförmigen Krystallen des Leukophan bisweilen vor.

Spaltbarkeit findet bei beiden nach *OP* statt, an dem Melinophan zwar unvollkommen, an dem Leukophan vollkommen.

In optischer Beziehung sind beide optisch negativ, die grösste Elasticitätsaxe parallel der Verticalaxe. Der Leukophan nähert sich insofern dem wahrscheinlich tetragonalen Melinophan, dass die Brechungsexponenten der beiden senkrecht auf die Verticalaxe schwingenden Strahlen einander sehr ähnlich sind. Der mittlere Brechungsexponent des Leukophan ist nahe derselbe, wie der kleinste des Melinophan.

In Härte, specifischem Gewicht und Farbe sind die beiden Mineralien zwar deutlich verschieden, doch nicht ohne Annäherung.

Endlich sind beide Mineralien in chemischer Beziehung so nahe übereinstimmend, dass eine sehr innige Verwandtschaft ihrer Zusammensetzung angenommen werden muss.

Berechnet man aus den oben citirten empirischen Formeln (beide, um den gleichen Mengen *Be* und *Ca* Rechnung zu tragen, mit 2 multiplicirt) und den von mir gemachten specifischen Gewichtsbestimmungen die Molekularvolumina beider, so erhält man für den Leukophan 246, für den Melinophan 244.

Nach meiner Auffassung der Homöomorphie sind die beiden Mineralien Leukophan und Melinophan als homöomorphe Glieder einer morphotropen Reihe anzusehen.

II. Metasilicate.

Pyroxengruppe.

40. Salit, d'Andrada.

In den devonischen (?) Sandsteinen der Insel Arö kommen längs der Grenzzone gegen die Augit-Nephelinsyenite eine Anzahl theils feinkörniger, theils pegmatitisch grobkörniger Gänge von abweichender Beschaffenheit vor. Nicht nur die Mineralassociation dieser Gänge weicht von derjenigen der gewöhnlichen grobkörnigen Gänge dieser Gegend ab, sondern dieselben unterscheiden sich namentlich durch eine bei weitem grössere Acidität von letzteren, ein Verhältniss, welches wohl sicher mit dem Auftreten derselben in den kieselsäurereichen, übrigens durch Contactmetamorphose stark umgewandelten Sandsteinen in Verbindung steht.

Auf einem dieser sauren, quarzreichen Gänge kam neben rothem Feldspath, braunem Titanit, grünlichgelbem, ziemlich grobstengligem Apatit etc. in dem vorherrschenden Quarz auch ein grasgrüner bis dunkelgrüner Pyroxen, einem Salit am nächsten stehend, vor. Derselbe bildet krystalinische Aggregate, seltener deutliche Krystalle von bisweilen mehreren Centimetern Grösse. Die letzteren sind begrenzt von $\{100\} \infty P \infty$ und $\{010\} \infty R \infty$ sowie untergeordnet $\{110\} \infty P$ in der Verticalzone, am Ende von $\{001\} 0P$, $\{221\} 2P$ und vielleicht noch anderen Formen. Die beiden Pinakoide sind stark vorherrschend. Der Auslöschungswinkel in der Symmetrieebene gegen die Verticalaxe beträgt $45\frac{1}{4}^{\circ}$. Die Dünnschliffe zeigen eine theilweise Umwandlung in gewöhnliche Hornblende.

41. Akmit, Ström und Berzelius, und Aegirin, Esmark. (Krokydolith, Hausmann.)

1784. H. Ström, *Beskrivelse over Eger-Praestegjöld*, Kjöbenhavn 1784, S. 50.
 1812. J. Fr. L. Hausmann, *Reise durch Skandinavien*, 2, 289.
 1821. P. Ström, *Sv. Vet. Acad. Handl.* S. 161 und
 — J. Berzelius, ebenda, S. 163; *Berzel. Jahresber.* 2, 94; *Edinb. phil. journ.* 9, 55.
 1825. N. B. Möller, *Mag. f. Naturv.* 1825, 6, 174; *Pogg. Ann.* 5, 177.
 — W. Haidinger und Mitscherlich, ebenda, S. 158.
 1827. N. B. Möller, *Mag. f. Naturv.* 1827, 8, 267.
 1831. J. Fr. L. Hausmann u. Stromeyer, *Göttinger gelehr. Anzeig.*; auch in *Pogg. Ann.* 28, 157.
 1834. J. Berzelius, *Berz. Jahresb.* 14, 190.
 1835. Esmark u. Berzelius, ebenda und *Neues Jahrb. f. Min.* S. 184.
 1836. Lehunt u. Thomson, *T. Thomson's outlines of mineralogy etc.* London 1836, 1, 480.
 1838. Fr. v. Kobell, *Journ. f. pr. Chem.* 14, 412.
 1839. Dr. Tamnau, *Pogg. Ann.* 48, 500.
 1841. Plantamour, *Berz. Jahresb.* 20, 222 und *Biblioth. univers.* Avril 1841.
 1843. Wallmark, *Förhandl. v. d. Skand. Naturf. 3. möta*, i Stockholm, S. 524.
 1844. Th. Scheerer, *Pogg. Ann.* 61, 544.
 1846. C. F. Rammelsberg, ebenda, 68, 505.
 1848. P. C. Weibye, *Karsten u. v. Dechen's Arch.* S. 528.
 1850. A. Breithaupt (u. Plattner), *Pogg. Ann.* 90, 244.
 1852. H. J. Brooke u. W. H. Miller, *Phillip's Min. etc.* London 1852, S. 305.
 — G. Rose, *D. kryst.-chem. Min. Syst.* Leipzig 1852, S. 76.
 — J. Fr. L. Hausmann, *Bemerk. üb. d. Zirkonsyenit*, l. c. S. 17, 18.
 1853. A. Kenngott, *Sitzber. d. Wien. Acad.* 11, 644.
 1854. Th. Scheerer, *Pogg. Ann.* 91, 382.
 1856. N. B. Möller, *Journ. f. pr. Chem.* (3. Ser.) 69, 348 u. *Nyt Mag. f. Naturv.* 8, 164.
 1857. — *Nyt Mag. f. Naturv.* 9, 188 u. 192.
 1858. C. F. Rammelsberg, *Pogg. Ann.* 103, 286 u. 300.
 1859. v. Hornberg, *Corresp.-Bl. d. zool.-min. Ver. zu Regensburg*, 14, 153 u. *Kenngott, Min. Forsch.* 1860, S. 61.
 1860. G. vom Rath, *Pogg. Ann.* 111, 254 und *Sitzber. d. niederrhein. Ges. f. Nat. u. Heilk. Bonn* 1860, S. 70.
 1862. A. Des Cloizeaux, *Man. d. min.* S. 67.
 1868. F. Pisani, *Compt. rend.* 56, 246.
 1864. C. U. Shepard, *Sill. amer. journ.* 37, 407.

1864. Th. Scheerer, Gutzkow und Rube, Pogg. Ann. **122**, 448.
 1865. A. Schrauf, Atlas der Krystallformen, **1**, Taf. I u. II.
 1871. G. Tschermak, Tscherm. Min. Mitth. **1**, 47.
 1878. C. Dölter, ebenda, S. 372. Ref. in dieser Zeitschr. **4**, 91.
 — F. Becke, ebenda, S. 554. Ref. ebenda, **5**, 269.
 1884. J. Lorenzen, Meddelelser om Grønland, Kjöbenhavn 1881, H. **2**, S. 54 und Min. Mag. **5**, 49. Ref. in dieser Zeitschr. **7**, 605.
 1882. J. Wiik, Finsk. Vet. Soc. Förhandl. 1882, **24**, 1883, **25**.
 — W. C. Brögger, Die sil. Etagen **2** u. **3** etc., S. 264.
 1884. — Nyt Mag. f. Naturv. **28**, 410, Anm.
 1885. H. Rosenbusch, Mikr. Phys. etc., **2**. Aufl. **1**, 453.

Der Akmit (von $\alpha\chi\mu\tau$, eine Speerspitze) wurde schon 1784 von H. Ström, damals Pfarrer auf Eker*), in seiner: »Beskrivelse over Eger-Praestegjæld« als »krystallisirter Hornstein oder Schörl« erwähnt. Später (1824) wurde das Mineral vom Bergmeister P. Ström als ein eigenes Mineral erkannt und mit dem Namen »Wernerin« benannt; einige von ihm nach Stockholm zu Berzelius gebrachte Stufen wurden dann von diesem analysirt. Berzelius gab dem Mineral den bezeichnenden Namen Akmit, welcher sich in der Literatur eingebürgert hat.

Das von P. Ström geheim gehaltene Vorkommen wurde dann durch die Hülfe des eigentlichen Entdeckers, des Sergeanten Bratås, von N. B. Möller besucht und 1825 kurz beschrieben; die von Möller nach Berlin gebrachten Krystalle wurden von Mitscherlich gemessen und von W. Haidinger beschrieben; Möller entdeckte dann selbst auch ausser dem ursprünglichen Vorkommen »Rundemyr« auf Eker noch zwei neue Vorkommnisse, am Hofe Klep**), ungefähr $\frac{1}{2}$ Meile von Porsgrund, und auf der Grube »Säsen« unweit Rundemyr auf Eker, und hat auch diese beiden Vorkommnisse genauer erwähnt (1856)***).

1834 entdeckte der Pfarrer Esmark auf einer der äussersten Klippen des Brevikfjords »Skådön« ein angeblich neues Mineral, welches er nach dem Meeresgott Aegir: Aegirin nannte; das Mineral wurde durch Prof. Esmark an Berzelius gesandt, welcher es vorläufig analysirte. Später wurde dasselbe von Plantamour chemisch und von Wallmark krystallographisch untersucht. Scheerer machte dann (1844) darauf aufmerksam, dass zwei Mineralien als Aegirin ausgegeben und beschrieben seien, ein Hornblende-ähnliches Mineral und ein Mineral der Pyroxengruppe; für das letztere wäre der Name Aegirin zu reserviren, eine Auffassung, welcher sich auch bald Breithaupt (1850) anschloss.

Dass auch der Akmit der Pyroxengruppe angehörig ist, war eigentlich

*) Später Professor an der Universität Christiania.

) In Pogg. Ann. 1825, **5, 480 nennt Möller die Localität Kless, später Nyt Mag. f. Nat. 1855, **8**: Klep.

***) Wie wir unten sehen werden, kann das Vorkommen von Klep nicht als Akmit bezeichnet werden, sondern gehört der Varietät Aegirin an.

schon durch Mitscherlich's Messungen dargethan und wurde trotz des Protestes von N. B. Möller (1856) bald allgemein angenommen (Rose, Gmelin etc.) und namentlich durch die Untersuchung von G. vom Rath vollständig erwiesen; die Messungen an dem Aegirin von Breithaupt, Kenngott und v. Hornberg zeigten evident, dass die beiden Mineralien nahe verwandt sein müssten. Doch wurden sie fernerhin getrennt behandelt; Rammelsberg, welcher sie analysirte (1858), zeigte zwar, dass beide der Pyroxengruppe angehörten und dass beide eine nahe verwandte Zusammensetzung besitzen, führte sie aber (1858) noch ebenso wie Des Cloizeaux (1862) u. A. als getrennte Species auf. Erst Tschermak lieferte in seiner berühmten Abhandlung über Pyroxen und Amphibol 1874 den Beweis dafür, dass »Akmit und Aegirin zur selben Mineralgattung gehören und im Systeme nicht zu unterscheiden sind«. Tschermak gab auch zuerst die gewiss richtige Deutung der chemischen Zusammensetzung der beiden Mineralien, wonach sie wesentlich aus einer Verbindung $\overset{II}{Na}_2\overset{VI}{Fe}_2Si_4O_{12}$ bestehen; die Annahme Fischer's, dass der Natrongehalt des Aegirin durch mikroskopische Einschlüsse von Natronfeldspath zu erklären sei, wurde von Tschermak berichtigt. Eine ausführlichere Untersuchung über die Zusammensetzung der beiden Mineralien von Dölter (1878) führte dann der Hauptsache nach auf dieselbe Auffassung, zu welcher schon Tschermak gekommen war.

Der Akmit ist analysirt worden von Ström, Berzelius, Lehunt, Rammelsberg, Dölter, der Aegirin von den Inseln des Langesundfjords (Skådö, Låven, Barkevik etc.) von Plantamour (?), Erdmann, Plattner, Rammelsberg, Gutzkow, Rube, Pisani, Dölter. Da die älteren Analysen wohl kaum hinreichend genau sein können, um die wirkliche Zusammensetzung der Mineralien anzugeben, sollen hier nur die neuesten Analysen Dölter's angeführt werden:

	Akmit:	Aegirin:
SiO_2	51,35	51,74
Al_2O_3	1,59	0,37
Fe_2O_3	31,11	26,47
FeO	2,59	3,48
MnO	0,37	0,46
CaO	Spur	5,07
MgO	—	1,79
Na_2O	11,39	11,02
K_2O	Spur	0,34
	<hr/> 99,40	<hr/> 100,54

Aus diesen Analysen berechnete Dölter folgende Zusammensetzung (s. unten):

Autoren für die Berechnung der geometrischen Elemente gebrauchten Flächen von $s = \{111\}P$, welche fast durchgehends nicht genau messbar sind, vermieden. Die Messungen ergaben:

$S : S = 38^{\circ} 49\frac{1}{2}'$	$m : b = 43^{\circ} 34'$
$38 \ 20\frac{1}{2}$	$36\frac{1}{2}$
Mittel $= 38^{\circ} 20'$	30
$S : a = 39^{\circ} 34'$	37
$39 \ 36$	31
Mittel $= 39^{\circ} 35'$	32
	30
	32
	29
	34
	Mittel $= 43^{\circ} 32'$

woraus das Axenverhältniss:

$$a' : b' : c' = 1,37475 : 1 : 0,60120$$

$$\beta = 130^{\circ} 2'.$$

Hieraus wurde durch Transformation gefunden das Axenverhältniss:

$$a : b : c = 1,0998 : 1 : 0,60120$$

$$\beta = 73^{\circ} 9' 1''.$$

Auf dieses bezogen erhalten die beobachteten Formen folgende Zeichen:

$m = \{110\} \infty P$	$s = \{111\} P$
$L = \{730\} \infty P\frac{7}{3}^{**}$	$\lambda = \{331\} 3P^{*}$
$f = \{340\} \infty P3^{*}$	$O = \{661\} 6P$
$x = \{510\} \infty P5^{*}$	$\Omega = \{881\} 8P^{**}$
$a = \{100\} \infty P\infty$	$S = \{344\} 3P3$
$b = \{040\} \infty P\infty$	$P = \{261\} -6P3$
$p = \{101\} P\infty$	$Q = \{164\} 6P6^{**}$
$H = \{302\} \frac{1}{3}P\infty^{**}$	$K = \{194\} 9P9^{**}$

Die mit ** bezeichneten Flächen sind neu für die Pyroxengruppe überhaupt, die mit * bezeichneten für den Akmit. Die benutzten Signaturen sind die gewöhnlich für die Pyroxenminerale gebrauchten; die von vom Rath und anderen Autoren benutzten Signaturen der Akmitformen sind deshalb hier nicht berücksichtigt; dasselbe gilt weiter unten für den Aegirin.

	Berechnet:	Gemessen:	Haidinger u. Mischerlich's Messungen:	G. vom Rath's Messungen:
$m : a = (110) : (100)$	46° 28'	—	—	—
$m : m = (110) : (\bar{1}10)$	87 4	87° 4' — 7'	86° 56'	87° 3' — 87° 20'
$m : b = (110) : (010)$	43 32"	43 32"	—	—
$L : a = (\bar{7}30) : (100)$	24 19½	(24 43)	—	—
$f : a = (\bar{3}40) : (100)$	49 20	(48 44)	—	—
$\chi : a = (\bar{5}40) : (100)$	44 53½	(41 24)	—	—
$p : a = (\bar{1}04) : (\bar{1}00)$	74 59	—	—	—
$p : s = (\bar{1}01) : (\bar{1}11)$	30 8½	—	—	—
$II : a = \bar{3}02 : (\bar{1}00)$	64 4	(61 24)	—	—
$s : s' = (\bar{1}11) : (\bar{1}11)$	60 47	60 8 — 60° 29'	60 30	59 40 — 60 15
$s : s^{II} = (\bar{1}11)^I : (\bar{1}11)^{II}$	25 54	25 42 — 26 32	—	—
$s : a = (\bar{1}11) : (\bar{1}00)$	77 3	77 2 — 77 48	—	76° 0'
$s : b = (\bar{1}11) : (010)$	59 54½	—	—	—
$s : m = (\bar{1}11) : (\bar{1}10)$	58 45½	58 40	—	—
$\lambda : \lambda' = (\bar{3}34) : (\bar{3}34)$	400 24	400 43	—	—
$\lambda : a = (\bar{3}34) : (\bar{1}00)$	64 28	(59 49)	—	—
$O : O' = (\bar{6}64) : (\bar{6}64)$	95 26	—	—	95 0
$\Omega : \Omega' = (\bar{8}84) : (\bar{8}84)$	95 49	—	—	—
$O : O^{II} = (\bar{6}64)^I : (\bar{6}64)^{II}$	79 42	79 25	—	—
$\Omega : \Omega^{II} = \bar{8}84^I : (\bar{8}84)^{II}$	84 57	—	—	—
$O : m = (\bar{6}64) : (\bar{1}10)$	42 6½	} 44 3 — 8 47	42 4 (Weiss)	—
$\Omega : m = (\bar{8}84) : (\bar{1}10)$	9 3		—	—
$O : b = (\bar{6}64) : (010)$	42 47	—	—	—
$\Omega : b = (\bar{8}84) : (010)$	42 20	—	—	—
$O : a = (\bar{6}64) : (\bar{1}00)$	50 9	—	—	50 0
$\Omega : a = (\bar{8}84) : (\bar{1}00)$	49 4½	—	—	—
$O : s = (\bar{6}64) : (\bar{1}11)$	46 49	—	46 42 (Weiss)	—
$S : S' = (\bar{3}14) : (\bar{3}14)$	38 20 *	38 20 *	—	38 30
$S : a = (\bar{3}14) : (\bar{1}00)$	39 35 *	39 35 *	—	38 53
$S : s = (\bar{3}14) : (\bar{1}11)$	37 28	37 39	—	—
$S : O = \bar{3}14 : (\bar{6}64)$	34 55½	} 32 20 — 32 56	—	32 45
$S : \Omega = (\bar{3}14) : (\bar{8}84)$	33 42		—	—
$P : P' = (\bar{2}64) : (\bar{2}64)$	128 3	128 0	—	128 30
$P : O = (\bar{2}64) : (\bar{6}64)$	60 57½	—	—	—
$P^I : O^{II} = (\bar{2}64)^I : (\bar{6}64)^{II}$	48 44½	—	—	—
$P : a = (\bar{2}64) : (100)$	68 53½	—	—	68 45
$P : b = (\bar{2}64) : (010)$	25 58½	—	—	—

Die Flächenbeschaffenheit der Akmitkrystalle ist, wie oben erwähnt, in der Regel für Messungen wenig geeignet. Die nähere Betrachtung der

Krystalle lehrt, dass dies zum grossen Theile darauf beruht, dass sie nach ihrer ersten Bildung in Folge von Bewegungen in der noch nicht völlig erstarrten Gangmasse geknickt, gebogen, ja zum Theil gänzlich zerbrochen wurden; Krystalle, welche mehrfach gebogen und gewunden sind, sind ganz allgemein. Die einzelnen Krystalle sind dabei eigentlich an unzähligen Stellen geknickt und zerbrochen; da die einzelnen Bruchstücke aber gewöhnlich nur sehr unbedeutend gegen einander verschoben und später verkittet sind, so sehen die Krystalle oft noch unverletzt aus. Am Goniometer sieht man aber sofort, wie die Flächen bruchstückartig in einzelne Felder getheilt sind. Schon vom Rath bemerkte: »Die Gründe der Abweichungen der Kantenwinkel liegen unzweifelhaft in der Umhüllung der Krystalle durch Quarz. Als die Akmite noch nicht völlig starr, legte sich der Quarz um sie, wodurch sie gedrückt und zuweilen auffallend gebogen wurden.« Ferner sind die Krystalle offenbar auch der lösenden Einwirkung der magmatischen Mutterlauge des umgebenden Quarzes ausgesetzt gewesen, denn einige Formen, namentlich oft die spitzen Pyramiden, haben eine corrodirt, oft wie ausgehöhlte Flächenbeschaffenheit und sind voll von unvollkommenen Aetzfiguren. Endlich erhielten die Krystalle gewiss auch durch Vorgänge, unmittelbar in Verbindung mit ihrer Bildung, gewisse Unregelmässigkeiten der Flächenbeschaffenheit, welche nicht durch derartige secundäre Einflüsse, wie die oben erwähnten, erklärt werden können (s. unten). Ein hinreichender Glanz fehlt den Flächen nicht; im Gegentheil, die Oberfläche der Krystalle sieht aus wie die zersprungene Glasur einer alten Fayence.

Wenn man indessen bei den Winkelmessungen diese Beschaffenheit der Flächen berücksichtigt und nur kleine, direct aneinander grenzende Stellen der zu messenden Flächen benutzt, indem der grösste Theil der Flächen matt gemacht wird, kann man an mehreren Formen hinreichend genaue Messungen erhalten.

Unbrauchbar für Messungen sind in der Regel die stark facettirten Flächen $\{100\}\infty P\infty$; nur an dem oberen Ende sind sie bisweilen besser. Ebenso sind die Flächen der spitzen Pyramiden schlecht zu messen; diejenigen aus der Reihe der Grundpyramide bilden eigentlich eine continuirliche Folge von Flächen von $6P$ bis wenigstens $8P$, indem die Kante gegen ∞P hin abgerundet ist. Nur an einem Krystalle wurde mit Sicherheit eine weit niedrigere Form derselben Reihe, wahrscheinlich $\{334\}3P$, mit zwei schlecht messbaren Flächen beobachtet*). Auch die Flächen von $\{264\}—6R3$ sind in der Regel gerundet oder ausgehöhlt und jedenfalls schlecht zu messen.

*) Es ist vielleicht diese Form gewesen, welche von Quenstedt und Naumann als $4P$ angeführt wurde (s. vom Rath, l. c. S. 255).

Die Flächen der Grundpyramide sind fast immer schlecht messbar; sie sind geknickt oder nach verschiedener Richtung gestreift und gerundet und bilden relativ selten einfache Ebenen. Ich habe an denselben drei verschiedene Arten von Combinationsstreifung beobachtet: erstens eine nur bisweilen, nämlich wenn das Doma $\{T01\}P\infty$ auftritt, durch Abwechselung mit dieser Fläche zu Stande kommende Streifung parallel der Kante $(T01):(T11)$; zweitens, wenn die Flächen der Pyramide $S = \{311\}3P3$ gross ausgebildet sind, eine solche durch Combination mit dieser Fläche. Allgemeiner und ziemlich häufig ist eine unregelmässige Facettirung oder Streifung parallel der Combinationskante $(T11):(\bar{6}\bar{6}1)$; in mehreren Fällen zeigten sich die Flächen von s deutlich getheilt in eine Fläche $s\{1\bar{1}1\}$ und eine Fläche mPn , mit Winkeln gegen s von verschiedenen Werthen zwischen $3^\circ 48'$ und $8^\circ 52'$, abweichend an verschiedenen Krystallen. Die Messungen sind zu schlecht, um mit Sicherheit bestimmte Pyramiden zu berechnen; da sie aber in der genannten Zone liegen, haben sie gemeinsam die allgemeine Formel $(\bar{h}k\bar{l})$, in welcher $(h+k) = 2l$. Dies Verhältniss bewirkt, dass die Messungen der Pyramidenwinkel gewöhnlich sehr abweichende Werthe geben, indem in Folge davon häufig die vicinalen Pyramiden der letzterwähnten Reihe mit den Grundpyramidenflächen verwechselt werden, da beide häufig einander so nahe liegen, dass sie an den gestreiften und schlecht ausgebildeten Flächen nicht auseinander gehalten werden können. In der Regel sind auch diese Endflächen nicht einmal so regelmässig ausgebildet, dass man eine bestimmte Gesetzmässigkeit in der Facettirung und Streifung derselben erkennen kann, sondern sie sind ganz rauh, gerundet, hügelig oder ausgehöhlt etc. und im Ganzen von einer Beschaffenheit, welche selbst annähernde Messungen verbietet.

Auch die Flächen des Domas $\{T01\}P\infty$ sind gewöhnlich abgerundet und schlecht messbar; dies gilt auch von dem steilen Doma H , welches wohl als $\{302\}\frac{1}{2}P\infty$ angesehen werden darf.

Besser messbar sind dagegen die Flächen der Prismenzone, ausgenommen das Orthopinakoid; namentlich sind die Flächen von $\{010\}\infty R\infty$ und die nächstliegenden Theile von ∞P häufig stellenweise gut messbar. Die Prismen $\{510\}\infty P5$, $\{310\}\infty P3$ und $\{730\}\infty P\frac{1}{2}$ wurden nur an einem Krystalle gemessen; die beiden ersteren können als sicher bestimmt angesehen werden; weniger sicher ist dagegen die Bestimmung des als $\infty P\frac{1}{2}$ angenommenen Prismas (s. Taf. XIV Fig. 4).

In der Regel gut messbar sind nur die Flächen von $\{311\}3P3$, welche deshalb auch zur Bestimmung des Axenverhältnisses benutzt wurden. Dieses darf als ziemlich befriedigend angesehen werden und ist jedenfalls genauer, als die aus früheren Messungen abgeleiteten; wie die weiter unten mitgetheilte optische Untersuchung lehrt, ist das Axenverhältniss aber eigentlich an zweierlei verschiedenen Substanzen bestimmt und kann

deshalb weder für sämtliche Messungen am Akmit, noch aus dem gleichen Grunde mit dem Axenverhältnisse des Aegirin genau übereinstimmen.

Die Flächen $Q = 6P6 \overline{1}61$ und $K = 9P9 \overline{1}91$ wurden nur an ein Paar Krystallen mit Sicherheit beobachtet und durch Zonen bestimmt (Taf. XIV Fig. 2). $6P6$ trat nämlich als schmale Abstumpfung zwischen $6P$ und $\overline{6}P3$ auf und lag ausserdem in der Zone $\infty P \infty P00 : P$. $9P9$ trat als Abstumpfung der Kante $\overline{6}P3 \ 261$ und $\infty P \overline{1}10$ auf und lag ausserdem in der Zone $\infty P00 : P$. Die Flächen waren zu schmal, um genauere Messungen zu gestatten: wegen dieser geringen Breite darf es wohl nicht als ausgeschlossen angesehen werden, dass sie vielleicht Präerosionsflächen sind.

Ausser den oben erwähnten Formen zeigt der Akmit noch mehrere andere, die sich nicht näher bestimmen liessen. Namentlich kommt bisweilen an dem oberen Theile des Klinopinakoids eine sehr spitze positive Klinopyramide Y vor: an einem Zwillinge (Taf. XIV Fig. 3), dessen Verwachsungsebene das Klinopinakoid genau in zwei gleiche Theile durchschnitt, wurde gemessen:

$Y^I : b$	$2^{\circ} \ 4'$	$\overline{5}.465.3.^I : 010$	erfordert $2^{\circ} \ 3' \ 54''$
$Y^{II} : b$	$2 \ 5$	$\overline{5}.465.3.^{II} : 010$	$- \quad 2 \ 3 \ 54$
$Y^I : Y^{II}$	$2 \ 42$	$\overline{5}.465.3.^I : \overline{5}.465.3.^{II}$	$- \quad 2 \ 44 \ 46$

Diese Zahlen stimmen also recht genau mit der Pyramide $\{\overline{5}.465.3\}55P33$: obwohl die Messungen sehr gut waren, lässt sich die Bestimmung selbstverständlich nicht als absolut sicher betrachten, da diese Pyramidenflächen sich nur an einem Krystalle gut messen liessen. So viel ist sicher, dass wirklich eine bestimmt selbständige Form mit annähernd dieser Lage vorhanden ist.

Eine zweite, ähnlich gelegene, sehr spitze Klinopyramide, welche aber in der Zone $[010, \overline{1}11]$ liegt, liess sich nicht hinreichend genau messen, um auch nur annähernd bestimmt werden zu können.

Die Ausbildung der Krystalle ist durchgehends linealförmig, verlängert nach der Verticalaxe und abgeplattet nach dem Orthopinakoid, während die Symmetrieebene, obwohl selten fehlend, immer schmal ist. Das Krystallende ist entweder (Typus 1) zugespitzt durch Vorherrschen der Flächen $6P$ bis $8P$ und $\overline{6}P3$, mit ganz kleinen Flächen von P und $P00$ oder von P allein (Taf. XIV Fig. 4) oder der Krystall endigt (Typus 2) nach oben stumpfer durch Vorherrschen der Flächen von P und $P00$ (Fig. 8) oder P allein (Fig. 9), indem die Flächen der genannten spitzen Pyramiden entweder fehlen oder nur ganz untergeordnet auftreten. Die Flächen der Pyramide $3P3$ finden sich namentlich an Krystallen, die nicht allzu spitzig endigen, gut ausgebildet (Taf. XIV Fig. 4 und Fig. 8).

vom Rath bemerkt, dass »die spitz und die stumpf endenden Kry-

stalle ziemlich geschieden, kaum durch Uebergangsformen verbunden« seien; dies ist zwar in der Regel der Fall, doch fehlen Uebergänge der beiden Haupttypen nicht. Nach vom Rath soll die verschiedene Ausbildung der Endflächen des Akmit nicht auf einer Hemimorphie beruhen; mir scheint jedoch die Annahme einer geneigtflächigen Hemiëdrie (s. unten beim Aegirin S. 325) nicht ausgeschlossen. Die Krystalle sind ursprünglich aufgewachsen gewesen und sind nur an einem (nach vom Rath immer demselben) Ende ausgebildet.

Die Krystalle sind nämlich fast ausnahmslos Zwillinge nach dem gewöhnlichen Gesetz: Zwillingsebene $\{100\} \infty P \infty$, und an dem frei ausgebildeten Ende bilden die Pyramidenflächen der äussersten Zwillingseindividen immer ausspringende Winkel. Gewöhnlich sind die Krystalle polysynthetisch aufgebaut, wobei zwar in der Regel zwei Individuen vorherrschen, zwischen denselben aber, wie namentlich Dünnschliffe nach der Symmetrieebene zeigen, oft mehrere, ja eine ganze Anzahl schmaler oder breiter Zwillinglamellen eingeschaltet sind. Selten erscheinen alle Individuen ungefähr gleich dick und bilden dann am Ende abwechselnd aus- und einspringende Winkel; an einem Exemplar wurden sechs verschiedene, gleich dicke Zwillinglamellen von $\frac{1}{4}$ bis 1 mm Breite beobachtet. Gewöhnlich sind aber die eingeschalteten Lamellen ganz dünn und die äusseren Individuen dick, obwohl, wie vom Rath schon bemerkte, am häufigsten von ungleicher Dicke, weshalb die Flächen von $\infty P 3$ auch in der Regel, wenn auch oft ganz schmal, zur Ausbildung gelangt sind.

Die optischen Eigenschaften des Akmit wurden namentlich von Des Cloizeaux, Tschermak, Wiik und Rosenbusch untersucht. Wie bei den monosymmetrischen Pyroxenen im Allgemeinen, ist die optische Axenebene die Symmetrieebene; während aber die übrigen Glieder jener Reihe optisch positiv sind, ist der Akmit wie der Aegirin optisch negativ. Dies wurde wohl zuerst von Wiik (1882) mittelst des Quarzkeils am Aegirin beobachtet; Rosenbusch schliesst sich ebenfalls dieser Auffassung an, indem er sagt: »der Charakter der Doppelbrechung ist wahrscheinlich negativ«. Mir gelang es (1882) dies bestimmt zu beweisen an Platten, senkrecht zur Verticalaxe geschliffen, welche im convergenten Lichte eine spitze Bisectrix mit beiderseits unter einem Axenwinkel von mittlerer Grösse auftretenden Axen zeigten; diese spitze Bisectrix wurde mittelst des Viertelundulationsglimmerblättchens negativ gefunden. Die Erklärung dieser Thatsachen erhellt aus den Beobachtungen über das Verhältniss zwischen dem Winkel $c:c$ und der Zunahme des Eisengehalts bei den Mineralien der Pyroxengruppe nach Tschermak's, Wiik's, Herwig's, Dölter's und Flink's Untersuchungen, namentlich sind in dieser Beziehung die unter meiner Leitung ausgeführten Untersuchungen Flink's über die Schefferite, welche in optischer Beziehung eine Zwischenstellung

theils zwischen den eisenreichen Diopsiden und dem Akmit resp. Aegirin, theils zwischen den eisenreichen Diopsiden und Rhodonit einnehmen, von Interesse. Es geht aus diesen gesammten Untersuchungen hervor, dass mit zunehmendem Eisenoxydulgehalt der genannte Winkel $c:c$ immer grösser wird, bis er im Akmit resp. Aegirin den grössten Werth circa $93\frac{1}{2}^{\circ}$ — 96° erreicht*); gleichzeitig nimmt der Axenwinkel um die positive Bisectrix zu, und ist deshalb auch bei dem Akmit und Aegirin so gross, dass der spitze Axenwinkel hier nicht mehr um die positive, sondern um die negative Bisectrix, welche mit der Verticalaxe, im stumpfen Winkel β austretend, einen Winkel von circa $3\frac{1}{2}^{\circ}$ bis circa 6° bildet, gelegen ist.

Wiik, Rosenbusch u. A. haben übereinstimmend angegeben, dass die der Verticalaxe am nächsten liegende Elasticitätsaxe im spitzen Winkel β austrete. Dies ist nicht richtig; nach der gewählten, mit der gewöhnlichen Naumann'schen Aufstellung der monosymmetrischen Pyroxene übereinstimmenden Stellung des Akmit und des Aegirin treten sowohl die Elasticitätsaxe a , als die Elasticitätsaxe c beide im stumpfen Winkel β aus.

Dies geht theils aus den Beobachtungen an dem in Taf. XIV Fig. 5 dargestellten Dünnschliffe hervor, theils auch noch besser aus dem Dünnschliffe eines Aegirin von Låven mit sehr vollkommenen Absonderungsflächen nach $\{001\}OP$. Da einerseits die Basis, welche bei dem Akmit niemals, bei dem Aegirin äusserst selten als Krystallfläche auftritt, wie so häufig in der Diopsidgruppe auch beim Aegirin als Absonderungsfläche ausgebildet ist, während eine der Spaltbarkeit ähnliche Absonderung nach ∞ bei den monosymmetrischen, echten Pyroxenen nicht bekannt ist, da ferner die positive Pyramide $s(P)$ bei den monosymmetrischen Pyroxenen sehr gewöhnlich auftritt, während das Klinodoma $e(\infty)$ äusserst selten vorkommt, so ist es ganz unzweifelhaft, dass die Flächen $\{101\}\infty$ und $\{111\}P$ unserer Aufstellung des Akmit und Aegirin den nämlichen Flächen bei der Pyroxengruppe überhaupt entsprechen und nicht als $\{001\}OP$ resp. $\{011\}\infty$ gedeutet werden können. Dann zeigen aber auch die Dünnschliffe, dass die beiden Elasticitätsachsen im stumpfen Winkel β austreten, dass also die früheren Angaben hierüber unrichtig sind.

Den Axenwinkel habe ich nicht gemessen; er muss sehr nahe derselbe

*) Es ist deshalb genauer besehen nicht richtig, wenn Dölter (Neues Jahrb. f. Min. 1885, 1, 68) hervorhebt, dass das Akmit-Aegirinsilicat $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$ eine ganz kleine Auslöschungsschiefe hervorruft; richtig verstanden ist die Auslöschungsschiefe, mit derjenigen der übrigen eisenhaltigen Pyroxene verglichen, nämlich sehr gross. Dasselbe gilt für die von P. Mann (ebenda 1884, 2) untersuchten Pyroxene, welche gewiss theils positive, theils negative Auslöschung (Wiik) besitzen; Mann hat nämlich nicht untersucht, welche Elasticitätsachsen die bei ihm angegebenen Winkel mit der Verticalaxe

wie beim Aegirin sein; der scheinbare Axenwinkel in Luft dürfte ungefähr 130° — 135° betragen.

Die Absorption des Akmit ist recht stark, $a > b > c$. Der Pleochroismus ist zum Theil ganz bedeutend, ebenso stark wie an manchen dunklen Hornblenden. Ehe wir zur Bestimmung der Absorptionsfarben übergehen, wollen wir zuerst das Verhalten des Akmit in orientirten Dünnschliffen betrachten.

Orientirte Dünnschliffe von Akmit sind zuerst von Des Cloizeaux beschrieben worden; er sagt (l. c. S. 67): »Une de ces lames (parallèle à h^1 , dem Orthopinakoid), assez transparente, d'une couleur vert olive foncé, n'a offert aucun dichroïsme appréciable. Une autre lame brun verdâtre, bien transparente, prise dans un cristal différent, parallèlement à g^1 , a au contraire donné à la loupe dichroscopique une image vert olive et une autre d'un jaune légèrement verdâtre. Deux lames un peu moins transparentes, prises dans un même cristal, l'une parallèlement à h^1 , l'autre parallèlement à g^1 , ont offert, quoiqu'à un degré moindre, les mêmes différences de couleur et de dichroïsme.« Tschermak, welcher ganz kurz den Pleochroismus des Akmit erwähnt, giebt für den Akmit und den Aegirin keinen Unterschied an. Rosenbusch schreibt (l. c. S. 454): »Die Farbe im durchfallenden Lichte ist grün oder braun bis braungelb, wie auch im auffallenden Lichte die Krystalle des Aegirin stets schwarzgrün, die des Akmit schwarzbraun sind, so dass Brügger danach die beiden Mineralien unterscheiden möchte. Wo an einem und demselben Individuum beide Farben zusammen auftreten, sind anscheinend constant die peripherischen Theile braun, die centralen grün« ... »Bei zonarstruirten Vorkommnissen war $a : c$ grösser in den braunen als in den grünen Theilen.« ... »Der Pleochroismus ist stark und erinnert an denjenigen der Hornblenden. Es wurde beobachtet am Akmit, Porsgrund*): a dunkelbraun bis grünlichbraun, b hellbraun bis gelb, c grünlichgelb.«

Aus Des Cloizeaux' Beschreibung geht also hervor, dass der Unterschied des Pleochroismus der parallel a und b im Orthopinakoid schwingenden Strahlen nur gering ist, was auch von Becke**) für den Akmit von Ditro hervorgehoben wird. Nach Rosenbusch ist ferner der Akmit durch zonaren Aufbau charakterisirt, wobei die peripherischen Theile braun, die inneren Theile grün sind. Wir wollen nun die Vertheilung dieser braunen und grünen Theile näher betrachten.

Es gelang dem tüchtigen Präparanten[†] des mineralogischen Instituts

*) Wenn Rosenbusch hier wie an anderen Stellen von Akmit von Porsgrund spricht, so muss dies gewiss auf einer unrichtigen Etikette seiner Stufen beruhen; seine Beschreibung stimmt mit dem Akmit von Rundemyr, Eker. Der sogenannte Akmit von Porsgrund ist Aegirin.

**) Tschermak's Min. u. petr. Mitth. 4878, 1, 554.

der Hochschule zu Stockholm, A. Andersson, Präparate senkrecht zur Verticalaxe des Akmit von Rundemyr zu verfertigen. Diese nicht allzu dünnen Schiffe zeigten die durch die Taf. XIV Fig. 6 veranschaulichte Vertheilung der braunen und grünen Substanz des Akmits. Es ergab sich die überraschende Thatsache, dass die braune Substanz zwar peripherisch, aber ausschliesslich parallel den Flächen der beiden Pinakoide, dagegen nicht parallel den Prismenflächen abgesetzt ist. Die braune Substanz bildet demnach dünne Platten auf den Pinakoiden, namentlich dem Orthopinakoid, welche sowohl nach innen, als auch seitlich scharf abgegrenzt sind. In Schliften senkrecht zur Verticalaxe zeigen sich folgende Absorptionsfarben:

- 1) in der inneren, grünen Substanz ϵ tief grasgrün, c tief gelbbraun;
- 2) in der äusseren, braunen Substanz ϵ hell grünlichgelb, c braungelb mit Stich ins Braune.

Besonders bemerkenswerth ist es, dass in der braunen Substanz der Pleochroismus sehr schwach, in der grünen Substanz aber auffallend stark ist.

Weniger dicke Schiffe nach $\{100\}\infty\rho\infty$ von Krystallen mit abgebrochenem Ende zeigten beiderseits eine schmale Randzone der braunen Substanz. Die Absorptionsfarben waren:

- 1) in der inneren, grünen Substanz a grasgrün, b etwas heller grün;
- 2) in der äusseren, braunen Substanz a hell bräunlich, b etwas heller grünlichgelb mit Stich ins Grüne.

Der Unterschied zwischen a und b sowohl in dem Kerne als in der äusseren Zone ist nur klein.

In Dünnschliffen parallel $\{010\}\infty\rho\infty$ endlich fand ich:

- 1) in der inneren grünen Substanz a grasgrün, c gelblich;
- 2) in der äusseren braunen Substanz a hell bräunlich, c bräunlichgelb mit Stich ins Grüne.

Unterschied für die grüne Substanz zwischen a und c gross, für die braune klein.

Im Ganzen ist der Pleochroismus für Dünnschliffe demnach:

- 1) Innere grüne Substanz
 a tief grasgrün $> b$ etwas heller grasgrün $> c$ gelbbraun bis gelblich.
- 2) Aeussere braune Substanz
 a hell bräunlich mit Stich ins Grüne $> b$ grünlichgelb mit Stich ins Braune $> c$ bräunlichgelb.

Der Pleochroismus für die innere grüne Substanz im Ganzen stark, für die äussere braune Schale schwach.

Die innere, grüne Substanz verhält sich nun vollständig wie gewöhnlicher typischer Aegirin. Die äussere braune Rinde dagegen ist etwas für

den Akmit Eigenthümliches und muss natürlich eine von dem Aegirin abweichende Zusammensetzung besitzen. Die Dünnschliffe zeigten nun, dass diese braune Substanz, was die Flächen der Verticalzone betrifft, nur auf denen der Pinakoide abgesetzt ist. Dünnschliffe parallel dem Klinopinakoid (Taf. XIV, Fig. 5) mit erhaltener Endflächenbegrenzung zeigten ferner, dass die braune Substanz jedenfalls ebenso parallel den Flächen von $\{111\}P$ und $\{101\}P\infty$ abgelagert ist, und zwar hier zum Theil in einer bedeutend dickeren Schale, als parallel den Pinakoidflächen. Ferner zeigten dieselben, dass die Schicht der braunen Substanz an den Pinakoidflächen nach dem Ende der immer sehr lang ausgezogenen Krystalle hin an Dicke abnimmt und zuletzt fast auskeilen kann. An den spitzen Pyramidenflächen scheint die braune Substanz im Allgemeinen ebenso wenig wie an den Prismenflächen abgelagert zu sein.

Die eben beschriebene regelmässige Ausbreitung der braunen Substanz ist nicht ohne Ausnahme; so fand ich in einem Dünnschliffe in der Mitte eines Krystalles eine braune Lamelle parallel dem Orthopinakoid eingelagert. Ganz kleine Krystalle zeigten sich bisweilen fast vollständig aus der braunen Substanz bestehend etc.

Die Beobachtungen zeigen überall scharfe Grenzen zwischen der braunen und der grünen Substanz; beide waren auch in den oben beschriebenen Dünnschliffen vollständig frisch, unzersetzt. Es ist demnach unzweifelhaft, dass die braune Substanz keineswegs ein Umwandlungsproduct der grünen sein kann, sondern eine ursprünglich abweichende Zusammensetzung besitze. Die Auslöschungswinkel der grünen und der braunen Substanz in Schliffen parallel zur Symmetrieebene sind ebenfalls scharf geschieden, für die grüne Substanz $3\frac{1}{2}^{\circ}$ bis 4° , für die braune $5\frac{1}{2}^{\circ}$ bis 6° . Die Vertheilung derselben zeigt, dass hier eine eigenthümliche Zonarstructur vorliegt, welche dadurch besonders charakterisirt ist, dass in dem letzten Wachstumsstadium des Krystalles gleichzeitig parallel den Pinakoidflächen und den flacheren Endflächen eine andere Substanz abgesetzt worden ist, als parallel den Prismenflächen. Eine analoge Erscheinung wurde auch bei dem Homilit beobachtet (siehe oben S. 455—456) und ist zum Theil in der sogenannten »Stundenglasstructur« verschiedener Mineralien repräsentirt.

Es ist gewiss nicht zufällig, dass eben diejenigen Flächen des Akmit, längs welchen die braune Substanz reichlich abgesetzt ist, grösstentheils gerade auch eine für Messungen besonders ungünstige Beschaffenheit besitzen. Die Flächen des Orthopinakoides sind höchst unregelmässig gestreift und in facettirte Felder getheilt, welche im Allgemeinen eine Längsrichtung haben; diese Beschaffenheit der Orthopinakoidflächen des Akmit erinnert in keiner Weise an die regelmässige Combinationsstreifung, welche ausnahmslos an den Orthopinakoidflächen des Aegirin an den zahlreichen Vorkommnissen desselben auftritt; es ist vielmehr eben charakteristisch

für die Akmitkrystalle, dass diese regelmässige Combinationsstreifung der Verticalzone der Aegirinkrystalle den Akmiten von Rundemyr vollständig fehlt. Ferner ist die unregelmässige Längsfacettirung der Orthopinakoidflächen des Akmit auch ganz unabhängig von der Zerknickung der schon fertig gebildeten Akmitkrystalle.

Gewöhnlich noch unregelmässiger als die Orthopinakoidflächen sind die stumpferen Endflächen $\{111\}P$ und $\{101\}P_{\infty}$ der Akmitkrystalle ausgebildet; die Beschaffenheit derselben wurde oben ausführlich erwähnt.

Nur das Klinopinakoid macht eine Ausnahme von der Regel, dass die Flächen, längs welcher die braune Substanz abgesetzt ist, von schlechter Beschaffenheit sind; die Flächen des Klinopinakoids sind aber in der Regel sehr schmal, haben also eine geringe Ausdehnung im Vergleich mit den Orthopinakoidflächen.

Nach den oben angeführten Beobachtungen scheint der Schluss berechtigt, dass eben das Vorhandensein der braunen Substanz die für Messungen ungünstige Beschaffenheit der betreffenden Flächen, an welcher sie abgesetzt ist, bedingt haben muss. Ob aber die Runzelung der Orthopinakoidflächen ursprünglich während des Wachstums der Krystalle entstand, oder ob sie möglicher Weise durch Veränderungen nach der fertigen Bildung der Krystalle hervorgerufen wurde, lässt sich wohl kaum sagen. Es wäre vielleicht nicht undenkbar, dass die grüne Substanz der Hauptmasse der Krystalle, welche kurzweg die Aegirinsubstanz genannt werden kann, beim Abkühlen des Magmas, aus welcher sie gebildet wurde und bei der weiteren Abkühlung der Gangmasse, eine grössere Contraction längs der Richtung der Orthoaxe erfahren habe, als die braune, charakteristische Akmitsubstanz; in einem solchen Falle, zu welchem Analogien bei anderen Mineralgattungen vielleicht nicht fehlen, müsste dann eine Runzelung der dünnen Schicht der Akmitsubstanz auf den Orthopinakoidflächen resultirt haben. Directe Beweise für eine solche Hypothese durch Bestimmung des Dilatationscoefficienten des Akmit in Stäben parallel der Symmetrieaxe zu schaffen, verbietet leider die rissige Beschaffenheit der Akmitkrystalle und die Unmöglichkeit, fehlerfreie Stäbe der Akmitsubstanz allein darzustellen.

Dass die braune Akmitsubstanz ursprünglich als solche gebildet ist, erhellt aus Beobachtungen an dem Taf. XIV, Fig. 7 dargestellten Dünnschliff nach der Symmetrieebene. Der Schliff zeigt wie gewöhnlich an beiden Seiten eine ganz schmale äussere Zone der braunen Substanz, während der zweite Theil desselben aus der grünen Aegirinsubstanz besteht; die Mächtigkeit der braunen Schicht ist rechts circa 0,3 mm, links nur circa 0,1 mm. Die rechte und die linke Hälfte des Präparats sind übrigens in Zwillingstellung zu einander orientirt und in der Mitte sieht man ausser-

dem noch zwei dünne Zwillingslamellen in dem grössten rechten Individuum. Die Aegirinsubstanz des Präparates zeigt sich nun zum Theil etwas zersetzt und von Umwandlungsproducten, die ich nicht näher untersucht habe, erfüllt, während die braune Akmitsubstanz ganz frisch ist. Diese Zersetzung scheint vielleicht, ehe die Mineralbildung der Gangmasse abgeschlossen war, stattgefunden zu haben; denn die Platte zeigt sehr deutlich, dass der Krystall in mehrere gegenseitig etwas verschobene Bruchstücke zerknickt gewesen ist, und diese Bruchstücke sind wieder in der verschobenen Stellung mit neu auf den Spalten abgesetzter, orientirter Akmitsubstanz verkittet. Die Verschiebung der Bruchstücke ist sehr evident nachweisbar dadurch, dass in der neu abgesetzten orientirten Akmitsubstanz auch die Zwillingslamellen im mittleren Theile des Präparates in derselben Orientirung wie diejenigen in den Bruchstücken an beiden Seiten nach der Mitte der Spalte hin fortsetzen und sich hier der Verschiebung wegen an der Stelle, wo sie sich begegnen, seitlich gegen einander verschoben zeigen. Die neugebildete Akmitsubstanz der Spalten setzt nun auch durch diese braune peripherische Zone rechts und links hindurch; diese war also gebildet, ehe der Krystall zerbrochen wurde. Andererseits ist die Substanz der Spaltenfüllung selbst bräunlich gefärbt und ist dadurch mehr der braunen Aussenzone, als dem inneren grünen Kerne ähnlich; sie unterscheidet sich aber deutlich von der braunen älteren Aussenzone durch eine abweichende Farbe, wie durch eine ein klein wenig verschiedene Auslöschung. Schon im gewöhnlichen Lichte unterscheidet sich auch die ganze Spaltenfüllung durch ihre helle, frische, durchsichtige Beschaffenheit von der zersetzten grünen Aegirinsubstanz.

Fassen wir also die oben mitgetheilten Beobachtungen zusammen, so folgt aus denselben:

- 1) zuerst wurden die langprismatischen Aegirinkrystalle gebildet;
- 2) beim weiteren Wachsthum derselben wurde an den Flächen ihrer Pinakoide, wie besonders reichlich an den niedrigen Endflächen derselben, eine Schicht brauner Akmitsubstanz abgesetzt.
- 3) Die fertig gebildeten Krystalle wurden (durch Bewegungen in dem umgebenden Magma) geknickt und zerbrochen;
- 4) diese Zertrümmerung der Akmitkrystalle geschah, ehe der umgebende Quarz gebildet wurde, denn die Spalten der Akmitkrystalle sind gewöhnlich nicht mit Quarz, sondern mit neu abgesetzter orientirter Akmitsubstanz verkittet. Doch findet man auch Bruchstücke von Akmitkrystallen, welche vollständig von den Krystallen, von welchen sie losgebrochen wurden, getrennt sind, frei in der später gebildeten Quarzmasse der Gänge zerstreut und durch den Quarz zu einer breccienähnlichen Masse verkittet, ein Beweis dafür, dass die Bewegungen im Magma auch während der Quarzbildung noch stattfanden.

5) Es scheint ein bestimmtes Verhältniss zwischen der eigenthümlichen zonaren Ablagerung der Akmitsubstanz und der schlechten Beschaffenheit der Flächen, an welchen sie abgesetzt wurde, zu bestehen; vielleicht beruht dies auf ungleicher Contraction beim Abkühlen der braunen Akmitsubstanz der äusseren Schale einerseits und der inneren Aegirinsubstanz, welche die Hauptmasse der Krystalle ausmacht, andererseits.

6) Erst nach Abschluss der Akmitbildung scheinen die übrigen Mineralien der Gangmasse auskrystallisirt zu sein, jedenfalls gilt dies für die Seitenzonen des Ganges allein und ebenso für die Gangmitte allein, indem wohl hier, wie gewöhnlich, die an den Saalbändern befindlichen Theile zuerst auskrystallisirten und die Krystallisation nach der Gangmitte hin erst später erfolgte.

Welche Zusammensetzung hat nun diese braune Akmitsubstanz, welche sich durch ihren schwachen Pleochroismus, durch ihre hauptsächlich braunen Absorptionsfarben etc. von der stark pleochroitischen vorwiegend grünen Aegirinsubstanz unterscheidet?

Die einzige Analyse des Akmit, welche nach so zuverlässigen Methoden für die Bestimmung der Oxydationsstufen des Eisens ausgeführt wurde, dass die analytischen Resultate vertrauenswerth sind, dürfte wohl diejenige von Dölter sein. Wie oben erwähnt, berechnete Dölter seine Analyse so, dass ausser dem die Hauptmasse des Minerals ausmachenden Silicate $^{II}Na_2^{VI}Fe_2Si_4O_{12}$ auch noch zusammen ungefähr 40% von Silicaten der Zusammensetzung $^{IV}Fe_2^{XII}Fe_4Si_2O_{12}$ und $^{IV}Fe_2^{XII}Al_4Si_2O_{12}$ in der Mischung vorhanden sein sollten. Die Berechnung von Dölter's Analyse nach dieser Auffassung giebt aber Zahlen, welche mit seiner beobachteten Zusammensetzung des Akmit nicht gut übereinstimmen.

Die Analyse:		Quotienten:
SiO_2	51,35	entspricht 0,8570
Al_2O_3	1,59	0,0455
Fe_2O_3	32,14	0,2040
$FeO + MnO$	2,96	0,0444
Na_2O	44,39	0,1839
	<hr/> 99,40	<hr/> 1,2985

Wird zuerst für die Verbindung $^{IV}Fe_2^{XII}Al_4Si_2O_{12}$ abgezogen *):

Al_2O_3	0,0455
FeO	0,0455
SiO_2	0,0455
	<hr/> 0,0465

*) Da keine wägbare Menge CaO bestimmt werden konnte, so wird hier von der von Dölter angenommenen Verbindung $Ca_2Mn_2Si_4O_{12}$ abgesehen.

ferner für die Verbindung ${}^{\text{IV}}\text{Fe}_2 {}^{\text{XII}}\text{Fe}_4 \text{Si}_2 \text{O}_{12}$:

$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	0,0256
Fe O	0,0256
Si O_2	0,0256
	<hr/> 0,0768

so restirt:

$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	0,1754
$\text{Na}_2 \text{O}$	0,1839
Si O_2	0,8159
	<hr/> 1,1752
	Summe 1,2985

Geht man bei diesem Rest von dem Quotienten für $\text{Na}_2 \text{O}$ 0,1839 aus und berechnet die entsprechenden Zahlen für $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ und Si O_2 unter Annahme der Verbindung ${}^{\text{II}}\text{Na}_2 {}^{\text{VI}}\text{Fe}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$, so zeigt sich für Si O_2 ein Ueberschuss von 0,0803 entsprechend 4,82 Procent, für $\text{Fe}_2 \text{O}_3$ eine Differenz von 0,0080 entsprechend 1,28 Procent zu wenig.

Dölter, welcher bei der Berechnung der Analyse die Procentzahlen zu Grunde legte, erhielt folgende Differenzen zwischen den auf diese Weise berechneten Werthen und dem Resultat der Analyse:

Si O_2	+ 2,77%
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	— 1,19
$\text{Na}_2 \text{O}$	— 0,58

Der grosse Ueberschuss von Kieselsäure wäre nach Dölter »vielleicht zum Theil der kleinen, dem Akmit beigemengten Quarzmenge zuzuschreiben«. Da Dölter aber selbst ausdrücklich hervorhebt, dass er sein Analysenmaterial auf sehr vorsichtige Weise zuletzt unter dem Mikroskop ausgesucht habe, scheint mir diese Annahme äusserst unwahrscheinlich; denn meine zahlreichen Präparate zeigen gar keine Spur von Quarzeinschlüssen, und selbst die zahlreichen Sprünge und Spalten des Akmit sind, wie oben erwähnt, in der Regel nicht durch Quarz verkittet, da selbst das Zerbrechen und Verkitten der Akmite zum grossen Theile vor der Quarzbildung stattfand. Der grosse Ueberschuss von Kieselsäure, welcher selbst nach Dölter's Berechnung fast 3 % beträgt, scheint mir deshalb eher zu zeigen, dass die Grundlage seiner Berechnung vielleicht nicht berechtigt ist. Namentlich scheint vielleicht die Berechtigung zur Annahme der beiden Silicate ${}^{\text{IV}}\text{Fe}_2 {}^{\text{XII}}\text{Fe}_4 \text{Si}_2 \text{O}_{12}$ und ${}^{\text{IV}}\text{Fe}_2 {}^{\text{XII}}\text{Al}_4 \text{Si}_2 \text{O}_{12}$ fraglich.

Ebenso berechtigt wäre dann vielleicht die Annahme eines hypothetischen Silicates ${}^{\text{II}}\text{Fe} {}^{\text{VI}}\text{Fe}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$, in welchem das zweiwerthige Fe die Stelle des Na_2 in dem gewöhnlichen Aegirinsilicate ${}^{\text{II}}\text{Na}_2 {}^{\text{VI}}\text{Fe}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12}$ einnimmt;

jedenfalls stimmt Dölter's Analyse viel besser mit dieser Annahme. Zieht man nämlich zuerst ab die diesem letzteren Silicate entsprechenden Quantitäten :

$Fe_2O_3 (+ Al_2O_3)$	0,4839
Na_2O	0,4839
SiO_2	0,7356
	<hr/> 1,4034

so hat man als Rest

Fe_2O_3	0,0326
$FeO (+ MnO)$	0,0444
SiO_2	0,4244
	<hr/> 0,4954
Summe	1,2985

Dieser Rest entspricht sehr nahe einer Verbindung ${}^{II}Fe {}^{VI}Fe_2 Si_4 O_{12}$. Berechnen wir nämlich die Zusammensetzung des Akmit unter der Annahme eines Verhältnisses von 85 % der Verbindung ${}^{II}Na_2 {}^{VI}Fe_2 Si_4 O_{12}$ und 45 % ${}^{II}Fe {}^{VI}Fe_2 Si_4 O_{12}$, wie die Analyse ergibt, so erhält man:

100 % ${}^{II}Na_2 {}^{VI}Fe_2 Si_4 O_{12}$ erfordern :

SiO_2	54,97		44,47
Fe_2O_3	34,60		29,44
Na_2O	43,43	entsprechend:	44,42
	<hr/> 100,00		<hr/> 85,00

100 % ${}^{II}Fe {}^{VI}Fe_2 Si_4 O_{12}$ erfordern :

SiO_2	50,88		7,63
Fe_2O_3	33,88		5,08
FeO	45,24	entsprechend:	2,29
	<hr/> 100,00		<hr/> 15,00

85 % ${}^{II}Na_2 {}^{VI}Fe_2 Si_4 O_{12}$ + 45 % ${}^{II}Fe {}^{VI}Fe_2 Si_4 O_{12}$ erfordern also zusammen:

		Dölter's Analyse:	Differenz:
SiO_2	54,80	54,35	— 0,45
$Fe_2O_3 (+ Al_2O_3)$	34,49	33,70	— 0,79
$FeO (+ MnO)$	2,29	2,96	+ 0,67
Na_2O	44,42	44,39	— 0,03
	<hr/> 100,00	<hr/> 99,40	

Es liegt mir fern, behaupten zu wollen, dass die Annahme des hypothetischen Silicates ${}^{II}Fe {}^{VI}Fe_2 Si_4 O_{12}$ damit bewiesen wäre. Nach der Analyse Dölter's aber ist mir diese Erklärung der Zusammensetzung des Akmit wahrscheinlicher, als die von ihm selbst aufgestellte; andererseits ist zwar

in manchen anderen, namentlich Natron-haltigen Pyroxenen sowohl von Dölter^{*)} als später von P. Mann^{**)} die Existenz der beiden von Dölter im Akmit angenommenen, wie mehrerer anderer damit analoger Kieselsäure-armen Silicate wahrscheinlich gemacht, während ein Silicat $\overset{\text{II}}{\text{Fe}} \overset{\text{VI}}{\text{Fe}_2} \text{Si}_4 \text{O}_{12}$ bis jetzt ganz unbekannt war. Es ist indessen einleuchtend, dass ebenso gut wie (Na_2) und Fe einander in den von Dölter und Mann angenommenen Silicaten $(\text{Na}_2)_2 \overset{\text{IV}}{\text{Fe}_4} \overset{\text{XII}}{\text{Si}_2} \text{O}_{12}$ und $\overset{\text{IV}}{\text{Fe}_2} \overset{\text{XII}}{\text{Fe}_4} \text{Si}_2 \text{O}_{12}$ ersetzen können, mit eben demselben Rechte man auch annehmen kann, dass ein dem sauren Silicat der Aegirin-Akmitgruppe $\overset{\text{II}}{\text{Na}_2} \overset{\text{VI}}{\text{Fe}_2} \text{Si}_4 \text{O}_{12}$ entsprechendes $\overset{\text{II}}{\text{Fe}} \overset{\text{VI}}{\text{Fe}_2} \text{Si}_4 \text{O}_{12}$ möglich wäre.

Es lässt sich diese Frage natürlich nur durch neue Analysen entscheiden, für welches mir hinreichendes Material fehlte, da die mit Endflächen versehenen Krystalle meines Instituts dafür nicht aufgeopfert werden konnten.

Es sei nun dem, wie ihm wolle, mag die eine oder die andere Auffassung richtig sein, jedenfalls muss es aller Wahrscheinlichkeit nach eben diesen zweifelhaften Silicaten, welche den wesentlichen analytischen Unterschied des Akmites von dem Aegirin bedingen, zugeschrieben werden, dass die äussere Schale des Akmit ein abweichendes Verhalten zeigt; denn die Hauptmasse des Akmit besteht aus demselben Silicat, wie der Aegirin $\overset{\text{II}}{\text{Na}_2} \overset{\text{VI}}{\text{Fe}_2} \text{Si}_4 \text{O}_{12}$, und die Hauptmasse der Akmitkrystalle — der innere Kern — verhält sich auch optisch genau wie Aegirin. Es scheint demnach wahrscheinlich, dass die braune Schale, die eigentlich charakteristische Akmit-substanz, welche den Akmit von dem Aegirin unterscheidet, zum wesentlichen Theile aus einem Silicat $\overset{\text{II}}{\text{Fe}} \overset{\text{VI}}{\text{Fe}_2} \text{Si}_4 \text{O}_{12}$ oder, wenn Dölter's Annahme richtig wäre, $\overset{\text{IV}}{\text{Fe}_2} \overset{\text{XII}}{\text{Fe}_4} \text{Si}_2 \text{O}_{12}$ bestehen müsste. Dass das Silicat der äusseren Schale eisenreicher sein muss, als das gewöhnliche Aegirinsilicat, geht auch aus dem grösseren Auslöschungswinkel $c : c$ derselben hervor.

Die Spaltbarkeit des Akmit ist die gewöhnliche der Diopsidgruppe parallel dem Prisma; Dünnschliffe senkrecht zur c -Axe zeigen, wie die Spaltrisse der braunen Akmitsubstanz in die grüne Aegirinsubstanz fortsetzen; selten sieht man auch grobe, aber recht geradlinig verlaufende Spaltrisse nach $\{010\} \infty R\infty$.

Spec. Gew. 3,5 bis 3,55. Nach Rammelsberg 3,43 bis 3,53, nach Dölter 3,52; die ältere Angabe von P. Ström u. A. 3,24 ist entschieden zu niedrig. Härte 6—6,5.

^{*)} Tschermak's Min. u. petrogr. Mitth. 1882, 2, 224—233.

^{**)} Neues Jahrb. f. Min. 1884, 2, 172—205.

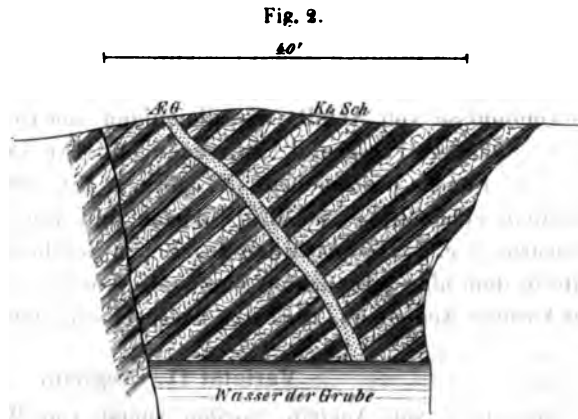
Der Akmit, wie der Aegirin schmilzt, wie bekannt, sehr leicht unter starker Gelbfärbung der Flamme.

Das Vorkommen des Akmit ist zuerst von Möller (1825) erwähnt worden; er charakterisirte dasselbe als »ein Quarzlager in Kalkstein bei Rundemyr, $\frac{1}{4}$ Meile von der Besseberg-Grube auf Eker«. Später (1855) entdeckte Möller den Akmit auch bei der Säsen-Grube auf Eker und erwähnt ausdrücklich, dass derselbe hier auf einem »Granitgange anstatt Glimmer« auftritt; »dass auch die Lagerstätte des Akmit bei Rundemyr ein Granitgang ist, scheint mir jetzt ganz unzweifelhaft«, sagt Möller bei derselben Gelegenheit. Auch Kjerulf charakterisirte in seinem Buche »Stenriget og Fjeldlären« das Vorkommen des Akmit als einen Granitgang.

Im Jahre 1884 besuchte ich selbst die Vorkommnisse des Akmit auf Eker. Das zuerst bekannte alte Vorkommen bei Rundemyr liegt nahe an einem Waldpfade östlich von dem kleinen See »Røkebergskjern«, am nordöstlichen Ende eines Moores Namens »Rundemyr«; die Stelle ist jetzt wenig mehr bekannt und schwierig zu finden, da die Bevölkerung der Gegend dieselbe vergessen hat und der Name Rundemyr jetzt kaum mehr gebraucht wird. Diejenigen, welche früher hier nach Mineralien suchten, haben in geringer Ausdehnung die Waldung ausgerodet und den Berggrund einige Meter weit durch Miniren entblösst. So weit ich sehen konnte, ist das Vorkommen ein kleiner, liegender Gang von pegmatitischem Akmitgranit in silurischem Schiefer und Kalkstein, welche wie gewöhnlich in dünnen Schichten mit ganz flachem Fallen wechsellagern und wegen der Nähe der Granitgrenze stark metamorphosirt sind. An der unmittelbaren Ganggrenze ist die Gangmasse ein feinkörniger Aegiringranit, bestehend aus Quarz, Orthoklas und Oligoklas, beide weiss bis gelblich, aus Aegirin und aus kleinen Sphärolithen eines stark lichtbrechenden und doppeltbrechenden, unbestimmten Minerals (vielleicht eines eisenarmen Minerals der Aegirinreihe). Die Aegirinkrystalle stehen senkrecht zum Saalbande und nehmen bald an Grösse zu, nämlich mehrere Centimeter bis Decimeter lang, und gleichzeitig nimmt auch das Korn der übrigen Gangmineralien an Grösse stark zu; schon 2—3 cm von der Ganggrenze ist die Korngrösse pegmatitisch, und nach der Mitte des liegenden Ganges hin ragen dann die grossen bis mehrere Decimeter langen Akmite mit ihren Endflächen in die rein pegmatitische Quarzfeldspathmasse der Gangmitte hinein. Es ist offenbar, dass am Saalbande die zuerst auskrystallisirten Aegirine und nach der Mitte hin die langen Akmite ursprünglich frei in das Magma hineinragende, aufgewachsene Krystalle bildeten, welche durch Bewegungen in dem Magma vielfach zerbrochen sind. Die Gangmasse ist offenbar ein Gang von pegmatitischem Aegirin-Akmitgranit, welcher als eine langsam (deshalb pegmatitisch) krystallisirte Injection desselben Magmas aufzufassen ist, welches in der Nähe die grossen Granitmassen zwischen Kyrfjeld und Hamrefjeld bildete. Die Ge-

steine dieser Granitfelsen sind nämlich, wie ich zuerst nachgewiesen habe, Aegirin- und Arfvedsonit-führende Natrongranite mit der gewöhnlichen eugranitischen Structur. Der Akmitpegmatitgang von Rundemyr ist also ganz einfach das pegmatitisch erstarrte Aequivalent der Grenzzone dieser Aegiringranite, ganz wie gewöhnliche Granitite sich mit gewöhnlichen Pegmatitgängen in der Grenzzone umgeben, oder ganz wie die Augitsyenite sich am Langesundfjord an der Grenzzone mit den hier auftretenden pegmatitischen Syenitgängen umgeben. Der Akmitpegmatitgang von Rundemyr ist besonders interessant durch die sehr auffallend feinkörnige Grenzzone mit den erwähnten sphärolithischen Gebilden, welche sich sofort als Erstarrungsproducte eines Eruptivmagmas charakterisiren.

Ganz wie in anderen granitischen oder syenitischen Grenzzenen pegmatitisch körnige und eugranitisch körnige oder auch porphyrtartige Gangmassen aufzutreten pflegen, sind auch hier längs der Grenze der Aegiringranite der Strecke Kyrfjeld-Hamrefjeld zahlreiche Gangapophysen ausser der etwas weit von der Tagesgrenze entfernten pegmatitischen Gangmasse von Rundemyr vorhanden. Schon Möller erwähnte von der Säsen-Grube einen Granitgang mit Akmit. Ich konnte hier keinen solchen entdecken; dagegen fand



A G Gang von Aegiringranit; *K & Sch* Kalkstein und Schiefer stark metamorphosirt.

ich bei der grössten und östlichsten der vier dicht zusammenliegenden Rökeberggruben (auch Kramboddals-Gruben genannt) in der westlichen Wand derselben einen ungefähr $\frac{1}{4}$ Fuss mächtigen Gang von mittelkörnigem Aegiringranit, dessen Vorkommen aus beistehender Profilskizze hervorgeht.

Auf einem zweiten Gange in der Nähe fand ich ausnahmsweise bis 3—4 cm lange, 1—2 mm dicke Nadeln von Aegirin mit Akmittypus; dieser Gang zeigte eine granophyrische, bisweilen fast porphyrtartige Ausbildung; die Aegirinnadeln bildeten sehr spärliche, aber gut begrenzte Krystalle mit $\{400\} \infty P\infty$, $\{110\} \infty P$ und $\{310\} \infty P3$ in der Verticalzone.

An keinem dieser Vorkommnisse, ebenso wenig wie in der Grenzzone des Akmitpegmatitganges von Rundemyr, waren die sonst ganz dem Akmit ähnlichen Krystalle mit der für die typischen Akmite der Gangmitte dieses

letzteren Vorkommens charakteristischen braunen peripherischen Zone versehen.

Der echte Akmit ist demnach an den norwegischen Vorkommnissen, soviel bis jetzt bekannt, eigentlich nur auf den zuerst bekannten Fundort von Rundemyr (jetzt bisweilen »Kjernputten« genannt) beschränkt.

Von Ditró in Siebenbürgen erwähnte Becke Akmit in dunkelbraunen Säulen von 3—4 cm Länge und 4 cm Breite, welche von dem Prisma und der Querfläche begrenzt und nach letzterer breit tafelförmig sind; die Axenfarben werden als »a und b bräunlichgrün, wenig verschieden, c als dunkelbraun, $c > b > a$ «, angegeben; wenn hier daran erinnert wird, dass Becke damals, wie gewöhnlich, die der Verticalaxe zunächst liegende Elasticitätsaxe als a statt c angenommen hat, weshalb hier »c und b bräunlichgrün, a dunkelbraun, $a > b > c$ « zu lesen ist, so stimmen diese Beobachtungen im Ganzen mit dem Verhalten der braunen Akmit-substanz in dicken Schliffen mancher Akmite von Rundemyr überein, so dass wohl auch dieses Vorkommen aus dem Eläolithsyenit von Ditró sich auf wirklichen braunen Akmit bezieht.

Dagegen sind andere in der Literatur aufgenommene Angaben über Vorkommnisse von Akmit, wie diejenigen von Klep, Ramsåsen und Myre in der Nähe von Porsgrund, Norwegen (Möller 1827 und 1855), das von L. v. Werveke beschriebene (N. Jahrb. f. Min. 1880, 2, 277) Vorkommen aus dem »Phonolith« von Msid Gharian und von Nephelinsyenit von Sitio d'Alcaria (l. c. S. 160) nach den gegebenen Beschreibungen nicht echte Akmite in dem hier gebrauchten Sinne des Wortes, sondern gehören offenbar der Varietät Aegirin an, zu dessen Beschreibung wir jetzt übergehen wollen.

Varietät II. Aegirin.

Krystalle von Aegirin wurden zuerst von Wallmark untersucht; später wurden namentlich von Breithaupt, Kenngott, v. Hornberg

$m : m = 87^{\circ} 44\frac{1}{2}'$	$s : s = 60^{\circ} 45'$	$p : a = 74^{\circ} 56'$
87 44 $\frac{1}{2}$	60 46	74 52
87 7 $\frac{1}{2}$	60 44	74 57
87 7 $\frac{1}{2}$	60 45	74 59
87 45	60 42	74 57
87 40 $\frac{1}{2}$	60 9	74 56
87 43 $\frac{1}{2}$	60 14	Mittel 74° 56'
87 40	60 23	
Mittel 87° 44'	Mittel 60° 45'	

woraus

$$a : b : c = 1,09753 : 1 : 0,60092$$

$$\beta = 73^{\circ} 9'.$$

Auf dies Axenverhältniss bezogen erhalten die beobachteten Formen folgende Zeichen :

$m = \{110\} \infty P$	$II = \{551\} 5P^{**}$
$W = \{46.15.0\} \infty P\frac{1}{3}^{**}$	$O = \{661\} 6P^{*}$
$f = \{310\} \infty P3^{*}$	$\Omega = \{881\} 8P^{**}$
$\chi = \{510\} \infty P5^{*}$	$k = \{312\} \frac{1}{2} P3^{*}$
$V = \{11.1.0\} \infty P11^{**}$	$u = \{111\} - P^{*}$
$a = \{100\} \infty P \infty$	$v = \{221\} - 2P^{*}$
$b = \{010\} \infty R \infty$	$\Delta = \{592\} - \frac{2}{3} P\frac{2}{3}^{**}$
$p = \{101\} P \infty$	$Z = \{4.10.3\} \frac{1}{3} P\frac{2}{3}^{**}$
$c = \{001\} 0P$	$\Delta = \{451\} - 5P\frac{1}{3}^{**}$
$s = \{111\} P$	

	Berechnet:	Gemessen:	Breithaupt v. Hornberg	Tscherm.	
			(gemess.):	(gemessen):	(gemess.):
$m : a = (110):(100)$	$= 46^{\circ} 24\frac{1}{2}'$	$46^{\circ} 4' - 46^{\circ} 51'$	$46^{\circ} 34'$	—	—
$m : m' = (110):(\bar{1}10)$	$= 87^{\circ} 44'$	$87^{\circ} 44'$	$86^{\circ} 52'$	$87^{\circ} 42' - 87^{\circ} 40'$	$87^{\circ} 48'$
$m : b = (110):(010)$	$= 43^{\circ} 35\frac{1}{2}'$	$43^{\circ} 24' - 43^{\circ} 46'$	—	—	—
$W : 'W = (46.15.0):(46.\bar{1}5.0)$	$89^{\circ} 15'$	—	—	—	—
$W : a = (46.15.0):(100)$	$= 44^{\circ} 37\frac{1}{2}'$	—	—	—	—
$W : m = (46.15.0):(110)$	$= 4^{\circ} 47'$	$4^{\circ} 48' - 4^{\circ} 50'$	—	—	—
$f : 'f = (310):(3\bar{1}0)$	$= 38^{\circ} 36'$	—	—	—	—
$f : a = (310):(100)$	$= 49^{\circ} 48'$	$49^{\circ} 45' - 49^{\circ} 20'$	—	—	—
$f : m = (310):(110)$	$= 27^{\circ} 7'$	$27^{\circ} 8'$	—	—	—
$\chi : \chi = (510):(5\bar{1}0)$	$= 23^{\circ} 44'$	—	—	—	—
$\chi : a = (510):(100)$	$= 44^{\circ} 52'$	—	—	—	—
$\chi : m = (510):(110)$	$= 34^{\circ} 32\frac{1}{2}'$	$34^{\circ} 24' - 34^{\circ} 34'$	—	—	—
$V : V = (11.1.0):(11.\bar{1}.0)$	$= 10^{\circ} 54'$	—	—	—	—
$V : a = (11.1.0):(100)$	$= 5^{\circ} 27'$	$5^{\circ} 28'$	—	—	—
$V : m = (11.1.0):(110)$	$= 40^{\circ} 57\frac{1}{2}'$	$41^{\circ} 0'$	—	—	—
$p : a = (\bar{1}01):(\bar{1}00)$	$= 74^{\circ} 56'$	$74^{\circ} 56'$	—	—	$76^{\circ} 0\frac{1}{2}'$
$p : m = (\bar{1}01):(110)$	$= 40^{\circ} 49'$	—	—	—	—
$s : 's = (\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}1)$	$= 60^{\circ} 45'$	$60^{\circ} 45'$	—	$56^{\circ} 23'$	$60^{\circ} 0'$

		Berechnet:	Gemessen:	Breithaupt v. Hornberg	Tscherm.
				(gemess.):	(gemessen): (gemess.):
$s : a$	$= (\bar{1}11) : (\bar{1}00)$	$= 77^{\circ} 0\frac{1}{2}'$	—	—	—
$s : b$	$= (\bar{1}11) : (010)$	$= 59 52\frac{1}{2}$	—	—	—
$s : m'$	$= (\bar{1}11) : (\bar{1}10)$	$= 58 46$	—	59 ⁰ 2'—59 ⁰ 56'	—
$s : m$	$= (\bar{1}11) : (110)$	$= 77 58$	—	—	—
$s : p$	$= (\bar{1}11) : (\bar{1}01)$	$= 30 7\frac{1}{2}$	30 ⁰ 4'	—	—
$'s : v$	$= (\bar{1}11) : (221)$	$= 92 30$	92 34	—	—
$\Pi : m'$	$= (\bar{5}51) : (\bar{1}10)$	$= 14 27$	13 52—14 ⁰ 53'	—	—
$O : m'$	$= (\bar{6}61) : (\bar{1}10)$	$= 12 7$	(11 36,	—	—
$\Omega : m'$	$= (\bar{8}81) : (\bar{1}10)$	$= 9 2\frac{1}{2}$	(9 32,	—	—
$k : 'k$	$= (\bar{3}12) : (\bar{3}\bar{1}2)$	$= 29 26$	29 4—29 56	—	—
$k : a$	$= (\bar{3}12) : (\bar{1}00)$	$= 62 0$	—	—	—
$k : b$	$= (\bar{3}12) : (010)$	$= 75 47$	—	—	—
$u : 'u$	$= (111) : (1\bar{1}1)$	$= 48 40$	48 44	—	—
$u : a$	$= (111) : (100)$	$= 53 7$	53 0	—	—
$u : b$	$= (111) : (010)$	$= 65 40$	65 39	—	—
$u : m$	$= (111) : (110)$	$= 44 36$	(44 43	—	—
$v : 'v$	$= (221) : (2\bar{2}1)$	$= 68 44$	68 34	—	—
$v : a$	$= (221) : (100)$	$= 47 12$	47 4\frac{1}{2}	—	—
$v : b$	$= (221) : (010)$	$= 55 39\frac{1}{2}$	55 37	—	—
$v : m$	$= (221) : (110)$	$= 28 44$	(28 44,	—	—
$\mathcal{J} : 'J$	$= (592) : (5\bar{9}2)$	$= 107 0\frac{1}{2}$	—	—	—
$\mathcal{J} : a$	$= (592) : (100)$	$= 58 59\frac{1}{2}$	58 42	—	—
$\mathcal{J} : b$	$= (592) : (010)$	$= 36 30$	—	—	—
$\mathcal{J} : m$	$= (592) : (110)$	$= 20 22\frac{1}{2}$	19 46—20 30	—	—
$\mathcal{J} : s$	$= (592) : (\bar{1}11)$	$= 57 35\frac{1}{2}$	57 28	—	—
$\mathcal{J} : m'$	$= (592) : (\bar{1}10)$	$= 76 53$	76 4—77 5	—	—
$Z : 'Z$	$= (4.10.3) : (4.\bar{1}0.3) = 107 46\frac{1}{2}$	107	—108 c.	—	—
$Z : a$	$= (4.10.3) : (100)$	$= 64 33$	—	—	—
$Z : b$	$= (4.10.3) : (010)$	$= 36 7$	—	—	—
$Z : m$	$= (4.10.3) : (110)$	$= 28 40$	28 30—29 2	—	—
$Z : s$	$= (4.10.3) : (\bar{1}11)$	$= 49 48$	48 44—49 0	—	—
$\mathcal{A} : 'A$	$= (451) : (4\bar{5}1)$	$= 94 46$	—	—	—
$\mathcal{A} : a$	$= (451) : (100)$	$= 50 31\frac{1}{2}$	—	—	—

Regel weniger glänzend bis ganz matt sind. Doch wurden auch von diesen Formen an einer hinreichenden Anzahl Krystalle ganz gute Messungen erhalten. Die Flächen des Orthopinakoids sind immer vertical gestreift durch Combination mit dem Grundprisma und erlauben deshalb fast niemals genaue Messungen gegen die übrigen Flächen der Verticalzone; häufig, doch nicht immer, ist auch das Grundprisma und die ganze verticale Prismenzone längsgestreift. Die Flächen der seltenen Pyramiden $-P$ und $-2P$ sind ausgezeichnet eben und glänzend und gestatteten trotz ihrer geringen Grösse ganz genaue Messungen. Die Flächen der spitzen Pyramiden der Zone $[(110):(111)]$ sind dagegen in der Regel nicht gut messbar und bilden oft nur eine continuirlich gerundete, schmale Abstumpfung der genannten Kante; gleichzeitig ist diese gerundete Abstumpfung auch oft — wie es scheint, parallel der Combinationskante mit dem Orthopinakoid (?) — gestreift. Auch die Flächen der negativen Pyramide $\Delta(592)$ sind in der Regel etwas gerundet und gestreift parallel der Combinationskante mit den hinten anliegenden Flächen des Grundprismas.

Folgende Ausbildungstypen der Aegirinkrystalle können bequem unterschieden werden.

Typus I. Krystalle mit prismatischer Ausbildung nach der Pyramide P .

Diese Krystalle, von welchen Taf. XVI Fig. 8 eine Vorstellung giebt, zeigen nur die Formen: $\{111\}P$, $\{110\}\infty P$, $\{010\}\infty R\infty$ und $\{101\}P\infty$ und sind ausgezogen nach der Zonenaxe $(111):(101)$. Vorherrschend sind dabei die Flächen der Grundpyramide, während die Flächen des Klinopinakoides schmale Abstumpfungen zwischen den oberen und unteren Pyramidenflächen bilden. Die Krystalle sind mit dem Ende der genannten Zonenaxe aufgewachsen gewesen.

Derartig ausgebildete Krystalle sind als grosse Seltenheit vorgekommen in einem kleinen Gange auf einer der Arö-Inseln (J. Vogt ded. 1880).

Typus II. Krystalle mit verticalprismatischer Ausbildung.

a) An vielen Vorkommnissen bildet der Aegirin lange schilffartige Krystalle, welche beim ersten Anblick leicht für Krystalle eines dunklen Hornblendeminerals gehalten werden könnten, was früher auch vielfach geschehen ist. Derartige Krystalle zeichnen sich durch eine sehr hervortretende verticale Combinationsstreifung der Verticalzone aus, oft so durchgreifend, dass der Querschnitt der Krystalle ganz wie der Querschnitt einer Linse ausfällt. Die Prismen und das Orthopinakoid sind bei derartiger Ausbildung nicht selbständig begrenzt, das Klinopinakoid fehlt gewöhnlich vollständig. Am Krystallende findet man, wenn überhaupt Endflächen vor-

handen sind, fast nur die Grundpyramide $\{111\}P$, bisweilen mit schmaler Abstumpfung durch das Orthodoma $\{101\}P\infty$ (s. Taf. XV Fig. 9).

Solche schilfförmige Krystalle finden sich in allen Grössen von den feinsten Nadeln bis zu Fusslänge auf mehreren Gängen der Inseln des Langesundfjords, oft als ein Hauptbestandtheil der Gänge.

b) Die schilffähnlichen Krystalle gehen durch die häufigen kürzeren und dickeren verticalprismatischen Krystalle mit noch stark hervortretendem gestreiftem Orthopinakoid und der schon erwähnten Endigung von $\{111\}P$ und $\{101\}P\infty$, welche auf Låven, Stokø, mehreren Gängen bei Barkevik, auf Eikaholmen und anderen der Arø-Inseln, Håø etc. etc., so verbreitet sind, über in

c) Krystalle mit verticalprismatischer Ausbildung und immer mehr zurücktretendem bis vollständig fehlendem Orthopinakoid; da zugleich das Klinopinakoid entweder fehlt oder doch, wie immer, sehr schmal ist, so bildet der Querschnitt der Krystalle fast ein Quadrat. Als Endflächen treten an derartig ausgebildeten Krystallen des Natronkataplektvorkommens der Insel Klein-Arø ausser $\{111\}P$ und $\{101\}P\infty$ auch noch die Flächen von $\{111\}-P$, $\{221\}-2P$, $\{592\}-\frac{2}{3}R\frac{2}{3}$, sowie die oben aufgezählten spitzen positiven Pyramiden $\{661\}6P$ bis $\{881\}8P$ auf. Diese sämtlichen Flächen zeigen nur geringe Grösse; $-P$ wurde nur an einem Krystall, aber mit zwei Flächen beobachtet (Taf. XV, Fig. 8), $-2P$ an zwei Krystallen (Fig. 7), die spitzen Pyramiden an mehreren.

Was die Pyramide $\{592\}-\frac{2}{3}R\frac{2}{3}$ betrifft, so wurde ihr Zeichen theils durch die an verschiedenen Krystallen ausgeführten Messungen:

$$\begin{array}{r} (592):(110) = 19^{\circ}54' \\ 20 \quad 4 \\ 20 \quad 30 \\ 19 \quad 37 \\ 19 \quad 16 \\ \hline \text{Mittel } 19^{\circ}52' \end{array}$$

theils durch die Lage in der Zone $[(110):(\bar{1}\bar{1}\bar{1})]$ bestimmt; die Flächen von $\{592\}-\frac{2}{3}R\frac{2}{3}$ bilden nämlich durchgehends eine gewöhnlich nur relativ schmale Abstumpfung der genannten Kante zwischen dem Prisma vorn und der positiven Grundpyramide hinten. Diese Form gehört einer Reihe von Pyramiden der genannten Zone an, deren gemeinsames Zeichen lautet:

$$-\frac{2m}{n}R\frac{m}{m-n} \quad (\text{wo } n = 3, 4, 5) \quad \text{oder } \{hkl\}, \quad \text{wo } l = \frac{k-h}{2}; \quad \text{von dieser Reihe}$$

wurden schon früher eine ganze Anzahl bei anderen Pyroxenen bekannt, wie: $\{131\}-3R3$, $\{241\}-4R2$, $\{351\}-5R\frac{1}{2}$, $\{461\}-6R\frac{1}{3}$ etc. Die Reihe fängt mit $\{024\}2R\infty$ an. Die bei dem Aegirin auftretende Form $\{592\}-\frac{2}{3}R\frac{2}{3}$ liegt gerade in der Mitte zwischen zwei hierher gehörigen schon früher

bekannten Formen $\{244\}$ — $4R2$ oder $\{482\}$ und $\{351\}$ — $5R\frac{1}{2}$ oder $\{6.10.2\}$; die Messungen zeigen aber bestimmt, dass diese Flächen nicht vertreten sind; z. B.:

$(351):(100)$	fordert	$53^{\circ}39'$; gemessen	$58^{\circ}42'$	etc., entsprechend
$(592):(100)$	-	$58\ 59\frac{1}{2}$			
$(351):(110)$	-	$17\ 39$; gemessen	$19^{\circ}16'$ — $20^{\circ}30'$, entsprechend
$(592):(110)$	-	$20\ 22\frac{1}{2}$			

Dass nicht, wie von Tschermak (l. c. S. 33) angenommen wurde, die bei dem Akmit beobachtete Form $\{261\}$ — $6P3$ bei dem Aegirin auftritt, halte ich für recht wahrscheinlich, da ich an dem reichlichen, aus hunderten mit Endflächen versehenen Krystallen bestehenden Materiale von Aegirin, das mir zu Gebote stand, in keinem einzigen Falle spitze negative Pyramiden ausserhalb der genannten Zone $[(110):(\bar{1}\bar{1}\bar{1})]$ beobachtet habe; jedenfalls müsste diese Form dann sehr selten sein. Auf das Axenverhältniss des Aegirin berechnet, sind die entscheidenden Winkel:

			Gefunden:	
$(261):(100) = 68^{\circ}54\frac{1}{2}'$	$(592):(100) = 58^{\circ}59\frac{1}{2}'$	$58^{\circ}42'$		
$(261):(010) = 26\ 0\frac{1}{2}$	$(592):(010) = 36\ 30$	—		
$(261):(110) = 25\ 49$	$(592):(110) = 20\ 22$	$19\ 16$ — $20^{\circ}30'$		

Es steht dies Verhältniss vielleicht damit in Verbindung, dass die Akmitkrystalle fast immer Zwillinge, während die Krystalle des Aegirin in der Regel Einzelkrystalle sind; nur an den letzteren können nämlich die Flächen (110) und $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ respective $(1\bar{1}0)$ und $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ Kanten bilden, welche dann hier von der in ihrer Zone liegenden Fläche $\{592\}\frac{1}{2}P\frac{1}{2}$ abgestumpft sind.

Ausser in der Zone $[(110):(\bar{1}\bar{1}\bar{1})]$ liegt die Pyramide $\{592\}$ auch in der Zone $[(3\bar{1}0):(\bar{8}81)]$; sie wurde an einer ganzen Anzahl von Krystallen vollständig sicher bestimmt.

Die Zone $[(110):(\bar{1}\bar{1}\bar{1})]$ ist beim Aegirin überhaupt von hervortretender Bedeutung, denn ausser der schon erwähnten sehr häufigen Pyramide — $\frac{1}{2}P\frac{1}{2}$ fand ich noch zwei andere Pyramiden dieser Zone, nämlich — $\frac{1}{3}P\frac{1}{2}$ und die positive Pyramide $\frac{1}{2}P3$, welche letztere schon früher am Diopsid beobachtet wurde. Diese beiden Pyramiden kommen nebst der Pyramide — $5R\frac{1}{2}$ an Krystallen einer ganz kleinen Stufe unbekannten Fundortes (Arü?) vor. Ein Krystall dieser Stufe zeigte die Combination $\{110\}\infty P$, $\{310\}\infty P3$, $\{400\}\infty P\infty$, die letzte Form ganz schmal, ferner $\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}P$, $\{312\}\frac{1}{2}P3$, beide ungefähr gleich gross, am Ende vorherrschend, $\{\bar{1}01\}P\infty$, $\{001\}0P$, beide ganz klein, $\{4.10.3\}$ — $\frac{1}{3}P\frac{1}{2}$, $\{454\}$ — $5R\frac{1}{2}$ (Taf. XV Fig. 6).

An dieser Stufe war die sonst gewöhnliche Form — $\frac{1}{2}P\frac{1}{2}$ nicht ausgebildet. Die positive Pyramide $\{312\}\frac{1}{2}P3$ gehört einer Reihe von Pyramiden der Zone $[(\bar{1}\bar{1}\bar{1}):(\bar{1}\bar{1}\bar{1})]$ zwischen $(\bar{1}\bar{1}\bar{1})$ und $(\bar{1}\bar{1}0)$ an, in deren gemeinsamem,

allgemeinen Symbol $(\bar{h}kl)$ die Summe der Zahlenwerthe der beiden ersten Indices $(h+k) = 2l$, deren Naumann'sches Zeichen also $\frac{m}{m-1}P\frac{m}{m-2}$ ist. Mehrere unbestimmbare Pyramiden dieser Reihe kommen, wie oben erwähnt, auch beim Akmit und zwar hier sehr häufig vor.

Die negative Pyramide $\{454\} - 5P\frac{1}{2}$ gehört ebenfalls einer ausgezeichneten Zone an, nämlich der Zone $[(110):(104)]$, in welcher am Diopsid schon früher eine ganze Anzahl Formen bekannt wurden, während an dem betreffenden Krystall von Aegirin auch noch die Fläche (312) von $\frac{1}{2}P3$ in dieser Zone liegt; die Reihe der negativen Pyramiden dieser Zone haben das gemeinsame Symbol $\{hkl\}$, in welchem $(k-h) = l$, entsprechend dem Naumann'schen Zeichen: $-\frac{m}{2}R\frac{m}{m-2}$.

Die Fläche $\{004\}0P$, welche an einem Krystall dieses Vorkommens beobachtet wurde, ist sonst niemals, weder am Akmit noch am Aegirin, wahrgenommen worden; dieselbe war ganz klein, ziemlich matt, und nur durch ihre Lage (indem (004) und (104) beinahe symmetrisch zu (400) liegen) bestimmbar.

Die spitzen Pyramiden $\{664\}6P$ bis $\{884\}8P$ bilden eine continuirlich gerundete Abstumpfung der Kante $(110):(111)$ und pflegen nur aufzutreten, wenn zugleich die oben erwähnte spitze negative Pyramide $-\frac{1}{2}P\frac{1}{2}$ vorhanden ist; $\{554\}5P$ entsprechende Messungen wurden nur an einem Krystall erhalten; die spitzen positiven Pyramiden sind überhaupt viel seltener vertreten, als die spitzen negativen Pyramiden.

Uebrigens fanden sich auch an dem Vorkommen von Klein-Arö Krystalle mit der einfachen Begrenzung von $\{111\}P$ und $\{104\}P\infty$ am Ende.

Die Prismenflächen von $\{310\}\infty P3$ fanden sich theils an Krystallen des Vorkommens von Klein-Arö recht häufig, theils auch an anderen Vorkommnissen mit der unter b) erwähnten Ausbildung. An diesen letzteren kamen ausserdem auch die Prismen $\{540\}\infty P5$, $\{11.4.0\}\infty P44$ (Taf. XV Fig. 4) und $\{16.45.0\}\infty P\frac{1}{2}$ vor. Dass ein Prisma von einer Lage, welche $\{14.4.0\}\infty P44$ entspricht, an dem Aegirin vorkommt, ist sicher, denn selbst die schlechteren Messungen *) weichen zu viel von den Anforderungen der am nächsten gelegenen Prismen mit relativ einfachen Zeichen $\{10.4.0\}\infty P40$ und $\{12.4.0\}\infty P42$ ab, während die beste Messung sehr nahe mit dem Zeichen $\infty P44$ stimmt; es ist auch wahrscheinlicher, dass das betreffende Orthoprisma den ungeraden Coefficienten 44. als einen geraden, wie 40 oder 42, besitzt, da auch sonst wesentlich Orthoprismen mit ungeraden Coefficienten, 3, 5 etc., vorkommen. Weniger sicher darf dagegen die Bestimmung des dem primären vicinalen Prisma $\infty P\frac{1}{2}$ angesehen

*) $V:m = 40^{\circ}45'$ und $44^{\circ}41'$.

werden, und muss diese Bestimmung deshalb als fraglich betrachtet werden, obwohl ein derartiges Prisma mehrmals beobachtet wurde. Ausser diesen Prismen wurde übrigens noch eines, welches am nächsten mit $\{540\} \infty P \frac{1}{2}$ übereinstimmt, beobachtet; gemessen: $\infty P \frac{1}{2} : \infty P = 7^\circ$, berechnet $6^\circ 22'$; da die Messung wenig gut stimmt, ist die Bestimmung dieses Prismas oben nicht angeführt.

d) Besonders charakteristisch sind endlich verticalprismatisch verlängerte Krystalle mit $\{440\} \infty P$ und $\{400\} \infty P \infty$ in der Verticalzone, welche am Ende von der Fläche $\{104\} P \infty$ allein oder sehr vorherrschend begrenzt werden (Taf. XV, Fig. 3); neben dem Orthodoma kommen nur an den Ecken bisweilen ganz kleine Flächen der Pyramide $\{111\} P$ vor.

Derartig ausgebildete Krystalle finden sich an mehreren Vorkommnissen neben Krystallen des gewöhnlichen Typus IIb, ohne jedoch in diesen überzugehen, so häufig, dass ich eine geneigtflächige Hemiedrie (vergl. G. W. Williams, Amer. Journ. of Science 1889, 38, 445) für sehr wahrscheinlich halte.

e) Endlich findet man hier und da abnorm entwickelte, vereinzelte Krystalle von verschiedener Ausbildung. Es soll hier nur erwähnt werden, dass an einigen solchen Krystallen nicht selten eine einzelne Fläche der Pyramide $-\frac{1}{2}R\frac{1}{2}$, rechts oder links sehr gross und vorherrschend auftreten kann; es wurde an solchen Krystallen besonders durch Messungen constatirt, dass auch hier wirklich eben diese Pyramide vorhanden ist. Selten sind Krystalle, an welchen beide Flächen der genannten Pyramide gross und gleich gross ausgebildet sind. Ein derartiger kleiner Krystall von Ober-Arö, von dem Eudidymitvorkommen daselbst, ist linealartig nach dem Orthopinakoid, mit seitlicher Abstumpfung durch das Grundprisma, während als Endflächen zwei grosse Flächen von $\{592\} - \frac{1}{2}R\frac{1}{2}$, oben durch $\{104\} P \infty$ allein abgestumpft, auftreten. Derartige Krystalle haben ein an den gewöhnlichen spitzen Akmittypus erinnerndes Aussehen; die nähere Betrachtung zeigt aber bald, dass die spitzen Pyramiden hier wie sonst beim Aegirin, nicht die beim Akmit vorkommenden sind (Taf. XV Fig. 5).

Die zuerst von Möller, später von G. vom Rath u. A. erwähnten, sogenannten »Akmit« von Klep, Ramsåsen, Myre etc. bei Porsgrund sind nichts weiter, als gewöhnliche langsäulenförmige Aegirinkrystalle gewesen. Ich besitze selbst ein Originalstück von Möller aus der alten Esmark'schen Sammlung, mit der Fundortsangabe Klep; die Krystalle dieser Stufe sind von grüner Farbe und zeigen keine Endflächen, was ausdrücklich auch von Möller selbst, sowie später von G. vom Rath hervorgehoben wird. Es ist deshalb nicht mehr Grund vorhanden, diese Aegirinvorkommnisse Akmit zu nennen, als hundert andere Vorkommnisse auf den Inseln des Langesundfjords. Möller's Vereinigung dieses Vorkommens mit dem Akmit beruhte natürlich erstens darauf, dass ihm die nahe Verwandt-

schaft des Aegirin mit dem Akmit unbekannt war, zweitens darauf, dass ihm eine nähere Kenntniss der Aegirintypen und der Eigenthümlichkeiten des Aegirin überhaupt fehlte; es zeigt sich dies am Besten daraus, dass er noch 1856 und 1857 die Verwandtschaft des Akmit mit den Mineralien der Pyroxengruppe bestimmt verneint, während er gleichzeitig den Aegirin nur als eine unreine Varietät von Pyroxen betrachtet.

Zwillinge nach dem Orthopinakoid, welche beim Akmit fast durchgehend vorkommen, sind beim Aegirin selten, kommen aber ausnahmsweise auch an aufgewachsenen Krystallen vor; so habe ich für die Sammlung des min. Instituts der Hochschule zu Stockholm von Låven, wo in der Regel nur Einzelkrystalle vorkommen, einen grossen Zwilling erworben, welcher, obwohl nur ein Bruchstück eines sehr grossen Krystalls, nicht weniger als circa 3 kg wog; die Dimensionen desselben sind 16 cm Breite, (parallel zur Orthoaxe) und 40 cm Dicke (senkrecht zum Orthopinakoid gemessen).

Das spezifische Gewicht des Aegirin muss sehr nahe dasselbe wie beim Akmit sein, 3,5 bis 3,6; etwas wechselnd an verschiedenen Vorkommnissen. Härte und Spaltbarkeit ebenso wie beim Akmit; doch kommt beim Aegirin ausser der Spaltbarkeit nach $\{110\} \infty P$ und bisweilen nach $\{040\} \infty R \infty$ nicht ganz selten eine sehr vollkommene Absonderung nach $\{001\} 0P$ vor. Da dieselbe nur ausnahmsweise (an grossen Aegirinen von Låven z. B.) auftritt, ist sie wohl keine eigentliche Spaltbarkeit, sondern als analog mit der Absonderung der Mineralien der Diopsidgruppe nach der Basis zu betrachten.

Die optischen Verhältnisse des Aegirin sind in den meisten Beziehungen übereinstimmend mit denjenigen des Akmit. Auch am Aegirin gelang es mir, in Präparaten senkrecht zur Verticalaxe zu bestätigen, dass die der Verticalaxe am nächsten liegende spitze Bisectrix negativ (α) ist. Wie beim Akmit treten beide Bisectrices im stumpfen Winkel β aus. Dünnschliffe des Aegirin zeigten folgende Verhältnisse:

In dem Taf. XVI, Fig. 2 abgezeichneten ziemlich dicken Schliffe senkrecht zur Verticalaxe des Aegirin von Låven fand ich, wie am Akmit von Rundemyr, eine Zonarstruktur; auch hier war eine äussere, abweichend beschaffene dünne Schicht nur oder fast nur parallel dem Orthopinakoid abgelagert; diese äussere Zone war hier aber nicht, wie beim Akmit im Dünnschliffe tiefbraun, sondern fast farblos. Ich notirte folgende Absorptionsfarben*):

4) in der inneren grünen Substanz: b tief olivengrün, c tief gelb, braun bis braungelb mit Stich ins Grüne bis grasgrün;

*) Die Absorption etc. des Aegirin wird auch erwähnt von Rosenbusch, Becke u. A., zuletzt auch von E. Pachecco do Canto e Castro in Bull. d. l. soc. min. de France 10, 344. Diese Zeitschr. 15, 647.

2) in der äusseren hellen Zone: b grünlichweiss, c gelblichweiss.

In dünneren Schlifften, parallel zum Orthopinakoid, fand ich theilweise keine Zonarstruktur; die Absorptionsfarben waren:

a olivengrün bis grasgrün, b etwas heller olivengrün bis grasgrün. In anderen Platten zeigte sich sehr hervortretend ein zonarer Aufbau, mit Schichten parallel der Verticalaxe, von ungleicher Absorptionsgrösse; die innersten Schichten waren gewöhnlich die dunkelsten.

In Dünnschliffen nach der Symmetrieebene fand ich wieder mehrmals eine deutliche Zonarstruktur und zwar bisweilen als eine ausgesprochene Stundenglasstruktur ausgebildet; in dem Taf. XVI Fig. 4 dargestellten Präparat war z. B.

1) in der inneren Partie a olivengrün, c bräunlichgelb mit Stich ins Grüne;

2) in den Seitenfeldern und in der dünnen Zwischenschicht parallel zu $\{101\}P_{\infty}$: a grünlichweiss, c hell grünlichgelb.

Die Auslöschungswinkel sind in der tiefgrünen Substanz kleiner, nur $2\frac{1}{2}^{\circ}$ bis $3\frac{1}{2}^{\circ}$, in der heller gefärbten Substanz grösser, bis circa 6° .

Es geht aus diesen Beobachtungen hervor, dass im Ganzen*) bei der eigentlichen Aegirinsubstanz:

a tief olivengrün bis grasgrün $>$ b olivengrün bis grasgrün $>$ c braun bis braungelb mit Stich ins Grüne.

Die Körperfarben waren: für Platten senkrecht zur Verticalaxe grünlichbraun bis bräunlichgrün oder olivengrün, für Platten parallel dem Orthopinakoid rein grün, für Platten parallel der Symmetrieebene gelblichgrün.

Diese Beobachtungen stimmen vollkommen überein mit den Beobachtungen über Pleochroismus und Absorption bei der inneren grünen Substanz der Akmitkrystalle. Ferner sehen wir, dass auch bei dem Aegirin eine Zonarstruktur analog derjenigen der Akmitkrystalle keineswegs fehlt. Die Substanz, welche bei den Aegirinkrystallen bisweilen die äussere Zone parallel dem Orthopinakoid bildet, ist aber nicht dieselbe, tiefbraun gefärbte Substanz wie beim Akmit, muss also wohl eine andere Zusammensetzung haben; wenn die oft sehr helle, fast farblose Beschaffenheit derselben im Dünnschliffe berücksichtigt wird, liegt es nahe daran zu denken, dass die Substanz relativ sehr wenig Eisenoxyd enthalten muss. Sie besitzt aber dennoch sehr nahe dieselbe optische Orientirung, wie die Aegirinsubstanz; trotzdem scheint mir es nicht unwahrscheinlich, dass hier in die

*) Rosenbusch hat im Citat von Becke's und Tschermak's Beobachtungen über den Pleochroismus des Akmit und des Aegirin übersehen, dass die Elasticitätsaxe a bei diesen Autoren mit c verwechselt war, was sonst richtig hervorgehoben ist (Mikr. Phys. 2, 455).

Mischung mit $\overset{II}{Na}_2\overset{VI}{F}_2\overset{VI}{Si}_4O_{12}$ in relativ reichlicher Menge ein Silicat $\overset{II}{Na}_2\overset{VI}{Al}_2Si_4O_{12}$ eingehen muss, welches Silicat ja namentlich für den Jadeit charakteristisch ist.

Es gelang mir auch den Axenwinkel des Aegirin zu bestimmen, obwohl die grossen Schwierigkeiten, welche bei der Bestimmung zu überwinden waren, keine sehr genauen Resultate erlaubten. Es wurde gemessen:

	$2E$	für Na-Licht	134°27'
	$2H_a$	- - -	63 44
	$2H_o$	- - -	117 48
woraus:	$2V_a$	- - -	63 28
	β	- - -	1,753 *)

Die Messungen $2H_a$ und $2H_o$ wurden vorgenommen in einer Lösung von Bariumquecksilberjodid mit einem Brechungsexponenten von 1,746.

Ausserdem wurde bei einer zweiten Messungsreihe in einer anderen Lösung von Bariumquecksilberjodid gefunden **):

Abgelesen für	Na-Licht	Roths Glas	Differenz
die linke optische Axe	267°53'	268° 6'	0°13'
Abgelesen für			
die rechte optische Axe	334 45	332 35	0 50
Axenwinkel $2H_a$	<u>63°52'</u>	<u>64°29'</u>	<u>0°37'</u>

Der Axenwinkel ist demnach grösser für rothes als für gelbes Licht;
 $e > v$.

Was die Dispersion betrifft, so sieht man aus den Ablesungen ***) , dass gleichzeitig mit der Drehung der spitzen Bisectrix aus ihrer Lage für gelbes Licht bis zu der für rothes Licht um 0°34½', die linke optische Axe sich um 0°13', die rechte dagegen um 0°50' nach rechts bewegt hat. In Folge dessen zeigt der Aegirin in Platten senkrecht zur spitzen Bisectrix im weissen Lichte eine sehr ausgesprochene geneigte Dispersion (»dispersion inclinée«). Das Interferenzbild der rechten Axe zeigt nämlich eine sehr starke Dispersion mit breitem blauen Saum nach Aussen, und breitem rostrothen Saum nach Innen; die ganze Hyperbel ist gefärbt. Das Inter-

*) Rosenbusch giebt (Mikr. Phys. 2. Ausg. 1, 454) für den Aegirin von Låven an $\beta_{Na} = 1,8084$, Sanger; wie dieser Brechungsexponent bestimmt wurde, ist nicht angegeben. Nach Michel Lévy und Lacroix (Min. d. roch. S. 268) $\gamma - \alpha = 0,054$ bis 0,053.

**) Die grosse Absorption des Aegirin hinderte die Benutzung des lichtschwachen Li- und Ti-Lichtes bei den Ablesungen.

***) Da der Unterschied der Brechungsexponenten, β des Aegirin und n der Lösung von Bariumquecksilberjodid, so gering war, nähern sich die erhaltenen Werthe den wahren.

ferenzbild der linken Axe zeigt dagegen eine schwache Dispersion der Axen mit einem schmalen blauen Saum nach Innen, einem schmalen rostrothen Saum nach Aussen; die Mitte der Hyperbel ist schwarz.

Leider war die gelungene Platte senkrecht zur spitzen Bisectrix aus einem Krystall ohne Endflächen geschliffen, so dass es unmöglich war, die Dispersionsverhältnisse in Bezug auf die Verticalaxe des Aegirin zu orientiren; andere orientirte Platten wurden zu unvollkommen, um genaue Messungen zu erlauben. Das optische Schema des Aegirin, mit demjenigen des gewöhnlichen Diopsid verglichen, ist in Taf. XVI Fig. 6 und 7 dargestellt.

Vorkommen. Der Aegirin gehört auf den meisten Gängen der Inseln und der Küstenstrecke des Langesundfjords zu den Hauptbestandtheilen der Gänge. Er findet sich deshalb in dieser Grenzzone des Augitayenitgebietes fast überall sehr häufig und oft in grosser Menge, in allen Grössen von armdicken, fusslangen Individuen bis zu mikroskopischer Kleinheit, bald in den gewöhnlichen kurzen, dicken säulenförmigen Krystallen, bald in unzähligen langen, feinen nadelförmigen oder schilfähnlichen und radial angeordneten Büschelchen etc.

In der Gegend von Frederiksvärn, Laurvik und Sandefjord ist der Aegirin auch noch gar nicht selten, obwohl an den hier vorhandenen Gangtypen die eigenthümliche schwarze eisenreiche Hornblende, Barkevikit, gewöhnlicher ist.

Wie alle constituirenden Mineralien unserer Gänge, welche in grossem Korn eine hypidiomorph-körnige, eugranitische Structur darbieten, ist auch der Aegirin von Ansatzpunkten der früher gebildeten Mineralien aus angeschossen, und die Krystalle sind deshalb durchgehends so zu sagen aufgewachsen gewesen. Der Aegirin gehört aber zu den ältesten Mineralien unserer Gänge und ist deshalb sehr häufig mit gut begrenzten Krystallenden versehen. Seine Hauptbildungsperiode fällt zwischen die der zuerst ausgeschiedenen Mineralien wie Zirkon, Titanit etc. und die der Mineralien der Nephelin- und der Feldspathgruppe; er ist deshalb gewöhnlich älter als diese letzteren. Da aber die Gangmassen öfters auf grösseren Gängen von den Saalbändern nach der Mitte der Gänge hin auskrystallisirt sind, so findet man auch häufig Aegirinkrystalle auf Eläolith resp. Feldspath aufgewachsen, während das entgegengesetzte Krystallende in später oder gleichzeitig gebildeten Eläolith resp. Feldspath hineinragt; im letzteren Falle haben öfters die beiden Mineralien Aegirin und Eläolith z. B. einander in der Krystallisation gegenseitig gehindert.

Ausser in dieser Hauptbildungsperiode ist der Aegirin auch in mehreren Fällen nachweisbar gleichzeitig mit der Zeolithbildung in zum grossen Theil mikroskopisch kleinen Krystallen gebildet worden; so fand ich Aegirin unter den Umwandlungsproducten des Eläolith in solcher Weise vor-

kommend, dass er augenscheinlich gleichzeitig mit der Zersetzung des Eläolith in Analcim gebildet worden ist; diese in einer relativ späten Phase der Gangbildung auskrystallisirten Aegirinstäbchen pflegen dann auch gern relativ hellgrün gefärbt zu sein, sind also wahrscheinlich wohl relativ eisenarm (s. unter dem sog. »Euthallit«). Ja selbst auf dem Natrolith aufgewachsene kleine Aegirinnadeln fand ich an Stufen von Klein-Arö. Der Aegirin ist also hier jünger als die Zeolithe und war hier seinerseits wieder von Kalkspath bedeckt.

Ausser auf den Gängen unserer Augitsyenite kommt der Aegirin auch in den kleindrusigen, sauren, rothen Natrongraniten häufig als Drusenmineral vor; theils in Form von winzigen, dicken, kurzen Kryställchen oder etwas grösseren Krystallen, theils in feinsten hellgrünen bis grasgrünen Härchen und Nadelchen, die oft in zahlreicher Menge zu filzigen Massen angehäuft sind, ragt der Aegirin hier in die offenen kleinen Drusenräume, die diese Natrongranite so häufig erfüllen, hinein. Auf diese Weise habe ich den Aegirin in dem Natrongranit von Löken, Gunildrud am Ekernsee etc., wie in den rothen quarzführenden Syeniten von Maridalsvand, von Tonsensås etc. etc. häufig gefunden; die betreffenden Gesteine führen dann in der Regel auch in ihrer Masse Aegirin.

Dieser »haarförmige Aegirin« ist früher von Hausmann beobachtet worden in dem quarzführenden Syenit von Hakedal nördlich von Christiania; Hausmann bestimmte aber das Mineral als Epidot (Thallit). Er sagt*): »Häufiger ist der Thallit dem Gesteine beigemengt. In äusserst zarten haar- oder nadelförmigen, gemeiniglich dunkel pistaziengrünen Krystallen pflegt er kleine unbestimmt geformte Drusenräume auszukleiden.« Wahrscheinlich rührt seine Angabe über das Vorkommen von Epidot im »Zirkonsyenite« von dieser Verwechselung her.

1834 beschrieben Hausmann und Stromeyer unter dem Namen Krokydolith ein von Hausmann mitgebrachtes Mineral aus dem »Zirkonsyenit von Stavern, eingewachsen mit Titaneisen zwischen fleischrothem Feldspath«. Die Beschreibung desselben war folgende: »Dieses Mineral ist unvollkommen, theils gleich-, theils auseinander- und durcheinander-laufend faserig. Es ist lavendelblau, einerseits in's Schwärzlichblaue, andererseits in's Grünliche fallend, schimmert inwendig seidenartig und ist undurchsichtig« etc. Schon in seiner »Reise durch Skandinavien«**), S. 409 hatte Hausmann das Vorkommen dieses Minerals, welches er damals als »Faseriges Eisenblau« aufführte, kurz erwähnt: »Es kommt«, schrieb er, »in einem sonderbaren Verhältnisse zur Hornblende vor, indem

*) Reise durch Skandinavien 2, 389; s. auch Bemerkungen über den Zirkonsyenit I. c. S. 47. — In seinem »Entwurf eines Systems der anorganischen Naturkörper«, S. 93 hat er das Mineral unter dem Namen haarförmiger Thallit beschrieben.

**) S. auch Entwurf eines Systems der anorgan. Naturkörper., S. 438.

es sich gleichsam aus dieser zu entwickeln scheint. Es findet ein unmerklicher Uebergang aus der Hornblende in das Eisenblau statt«, etc. In der genannten Arbeit über den Krokydolith wurde zwar das Vorkommen vom Oranje-River, nicht aber das von Stavern analysirt; v. Kobell machte dann später auf die nahe Verwandtschaft des Krokydolith (von dem Oranje-River etc.) und des von ihm analysirten Arfvedsonit zuerst aufmerksam und bezeichnete geradezu den Krokydolith als einen Arfvedsonit-Asbest, eine Auffassung, welche auch sofort von Hausmann angenommen wurde. In seiner Erwähnung des Krokydolith von Stavern im Jahre 1852 (l. c. S. 49) spricht er ohne Weiteres von einer vollkommenen »Verwachsung von Arfvedsonit und Krokydolith«. »Das Vorkommen des faserigen Krokydolith ist ganz auf die Umrissse der krystallinischen Partien des Arfvedsonit beschränkt« etc. »Neben der Faserbildung des lavendelblauen, schimmernden Krokydoliths werden die lebhaft glänzenden Blätterdurchgänge des tief schwarzen Arfvedsonits wahrgenommen« etc.

Man muss nun hier indessen zuerst daran erinnern, dass früher allgemein Arfvedsonit und Aegirin verwechselt wurden; es war zuerst Lorenzen, welcher darauf aufmerksam gemacht hat, dass alle älteren Analysen von sogenanntem Arfvedsonit sich in der That auf Aegirin beziehen. Dies gilt nun auch für den Krokydolith vom Oranje-River; die neue Analyse von Dölter*) desselben zeigt offenbar, dass sich der Krokydolith vom Oranje-River in seiner chemischen Zusammensetzung dem Arfvedsonit Dölter's, d. h. dem Aegirin anschliesst, und also nicht ein Arfvedsonit-Asbest ist**).

Bei Fredriksvårn und Stavårn kommt nun auch an keinem einzigen mir bekannten Vorkommen echter tiefblauer Arfvedsonit vor, sondern nur der immer tiefbraun gefärbte Barkevikit; aus Hausmann's erster, von Kobell's Auffassung unberührter Beschreibung des Krokydolith von Stavårn geht auch hervor, dass das Mineral, mit welchem derselbe verwachsen, nicht Arfvedsonit oder überhaupt nicht ein Hornblendemineral, sondern Aegirin gewesen ist. Er sagt nämlich (Pogg. Ann. l. c. S. 157): »Mit diesem (d. i. dem Krokydolith) verwachsen kommt ein anderes blättriges Mineral vor, das lebhaft glänzt, und bald lauch-, bald schwärzlichgrün erscheint. Es hat zwei ausgezeichnete Blätterdurchgänge, rechtwinkelig auf einander« etc. Diese Beschreibung kann, wie man sieht, nur auf den Aegirin passen. Und was den Krokydolith selbst betrifft, so beschreibt ihn Weibye (l. c. S. 542) als zartfaserig, bläulichgrün; Weibye

*) Diese Zeitschr. 4, 40.

**) A. Kenngott's Nachweis, dass der Krokydolith und der Arfvedsonit identisch wären (Neues Jahrb. f. Min. 1885, 2, 165) bezieht sich ebenfalls nur auf Analysen von Aegirin-Zusammensetzung. Vielleicht ist der Krokydolith vom Oranje River ein Riebeckit-Asbest?

meinte, dass Hausmann ihn mit Pistazit verwechselt hatte. Dies deutet bestimmt darauf hin, dass auch der Krokydolith selbst die grüne Aegirin-farbe besessen habe und ebenfalls Aegirin gewesen ist; beim echten Arfvedsonit ist eben die blaue Farbe charakteristisch.

Es scheint mir nach dem Obenstehenden sehr wahrscheinlich, dass auch der Krokydolith von Stavärn nur ein faseriger Aegirin-Asbest gewesen ist und weder mit dem Arfvedsonit, noch mit dem auf unseren Gängen nicht nachgewiesenen Riebeckit etwas zu schaffen hat; den absoluten Beweis hierfür konnte ich indessen nicht liefern, da es mir unmöglich war, Originalstufen des alten jetzt erschöpften und auch früher gewiss spärlichen Vorkommens*) zur Untersuchung zu erhalten.

Es verdient endlich hier noch bemerkt zu werden, dass der geniale Scheerer schon früher — ohne jedoch irgend welchen Beweis dafür zu liefern — angenommen hat, dass der Krokydolith ein faseriges, asbestartiges Mineral der Augitgruppe sei (Pogg. Ann. 1854, 91, 383).

Es wäre also nach dem Obenstehenden die Annahme berechtigt, dass zwei der von Hausmann in seinem Verzeichnisse aufgeführten Mineralien des »Zirkonsyenit«, nämlich sein »Thallit« und sein »Krokydolith«, beide nur faserige Varietäten von Aegirin sind.

Ausser auf den Gängen der Grenzzone der Augitsyenite und in kleinen Drusenräumen der drusigen rothen Natrongranite und Quarz-führenden Syenite kommt der Aegirin auch ganz häufig als Bestandtheil mancher Gesteine unserer Eruptionsepoche vor. Schon in den basischen (ca. 54—56 % SiO_2) Rhombenporphyrgängen findet er sich spärlich in orientirter Verwachsung mit den hier herrschenden grünschwärzen Pyroxenen, immer nur als peripherische Umrandung derselben. Sehr reichlich kommt er vor als Hauptbestandtheil der dunkeln, gestreiften bis vollständig schieferigen Grenzvarietäten der Nephelinsyenite der Grenzzone zwischen Stokö und Eidanger. Als einziger dunkler Bestandtheil findet er sich ferner in manchen, meistens feinkörnigen Gängen von Aegirinsyenit an der Strecke zwischen Tönsberg und dem Langesundfjord; noch häufiger ist er in manchen rothen Quarz-führenden Natronsyeniten und Natrongraniten auf grosse Strecken, zusammen mit grüner Hornblende oder mit Arfvedsonit und häufig auch Glaukophan, z. B. nördlich von Christiania, bei Löken bei Holmestrand, im rothen Syenit- und Granitfelde nördlich von Skien etc., in dem grossen Gebiete von Natrongranit beiderseits des nordwestlichen Theiles des Ekernsees und in dessen Fortsetzung im Hovdeböfjeld etc. Einen eigenthümlichen Aegiringranitporphyr (»Grovditt«), ein dichtes bis feinkörniges Gestein von grüner Farbe, bestehend aus Quarz, Ortho-

*) Vergl. Weibye l. c. S. 542: Krokydolith ist nur als eine Seltenheit in den Höhlungen des Zirkonsyenit vorgekommen.

klas und Aegirin, fand ich unter dem Gipfel des Väringskollen im Hakedal, ferner bei der Grovud Grube etc. Gänge von saurem aplitischem Aegiringeranit sind nicht selten im Syenit des Granitgebietes bei Löken westlich von Holmestrand etc. Aegirin scheint überhaupt nach den Analysen dieser Gesteine sowohl in sauren als in basischen Gesteinen häufig, sobald der Natrongehalt und der Eisenoxydgehalt der Gesteinsmengen hinreichend gross gewesen ist; der Aegirin ist deshalb nach meinen Untersuchungen der Gesteine der ersten postsilurischen Eruptionsepoche der Strecke Mjösen-Langesund keineswegs selten, sondern ein sehr verbreiteter Gesteinsgemengtheil. Die zum Theil etwas abweichenden Verhältnisse der gesteinsbildenden Aegirine (sie zeigen z. B. öfters andere Auslöschungswinkel etc.) sollen in der Beschreibung der Eruptivgesteine der Strecke Mjösen-Langesund erwähnt werden.

Wie die übrigen Mineralien der älteren Krystallisationsstadien unserer Gänge, so ist auch der Aegirin späteren Umwandlungen unterworfen gewesen; die am meisten charakteristischen Umwandlungsvorgänge des Aegirins sind auf die Krystallisationsphase der Zeolithmineralien zurückzuführen und bestehen in einer Pseudomorphosirung des Aegirins in Analcim.

Der Vorgang dieses Umwandlungsprocesses scheint folgender zu sein: Zuerst verlieren die Aegirinkrystalle im Inneren ihre rein schwarze Farbe, sie werden mehr oder weniger hellgrün, namentlich hellpistaziengrün (wie heller Epidot), gefärbt, erscheinen zum Theil lockerer und mürber und werden hier und da weissfleckig; oft zeigen die inneren Theile beim Zerschlagen eine stenglige Beschaffenheit. Die Umwandlung schreitet auf diese Weise von Innen nach Aussen fort, bis nur eine ganz dünne Schale von schwarzem Aegirin übrig ist. Bei noch weiter fortgeschrittener Umwandlung nehmen die erwähnten weissen, aus Analcim bestehenden Flecke an Grösse zu, und schliesslich ist die ganze Masse des Aegirinkrystalles in feinkörnigen bis dichten, rein weissen Analcim umgewandelt. Nur die äusserste, oft nur $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{2}$ mm dicke Schale pflegt noch aus unzersetztem tiefschwarzem, glänzendem Aegirin zu bestehen; in anderen Fällen ist nur eine hauchdünne, hellgrün durchscheinende, nicht continuirliche, äusserste Schicht des ursprünglichen Aegirinkrystalles übrig geblieben. Wahrscheinlich ist mit der Umwandlung des Aegirins in Analcim eine Volumzunahme verbunden gewesen, denn die dünne schwarze Aegirinschale der im Inneren aus Analcim bestehenden Pseudomorphosen ist in der Regel stark zersprungen; namentlich an den Flächen von P und P_{∞} ist die dünne Aegirinschale nach den Spaltflächen von ∞P zerspalten und die einzelnen viereckigen Stücke auseinandergetrieben, so dass die Oberfläche des Krystalles an diesen Flächen ein mit weissem Analcim verkittetes Mosaik von kleinen schwarzen viereckigen Tafeln, welche nicht in einer Ebene liegen, darstellt.

4) In geometrischer Beziehung zeigen die berechneten Axenverhältnisse der beiden Mineralien eine recht nahe Uebereinstimmung:

$$\text{Akmit: } a : b : c = 1,0998 : 1 : 0,60420; \quad \beta = 73^\circ 9'.$$

$$\text{Aegirin: } a : b : c = 1,0975 : 1 : 0,60092; \quad \beta = 73^\circ 9'.$$

$$(\overline{110}) : (\overline{110}) = 87^\circ 4' \text{ (Akmit)} \quad 87^\circ 11' \text{ (Aegirin)}$$

$$(\overline{111}) : (\overline{111}) = 60^\circ 17' \quad 60^\circ 15'$$

$$(\overline{101}) : (\overline{100}) = 74^\circ 59' \quad 74^\circ 56'$$

Es muss hier bemerkt werden, dass die Kantenwinkel, welche zur Berechnung des Axenverhältnisses des Akmit gebraucht wurden, sich wesentlich auf die grüne mit dem Aegirin nahe übereinstimmende Substanz der Akmitkrystalle beziehen, indem an den gemessenen Krystallen weder die Flächen von ∞P , noch von $3P3$ mit der braunen Substanz bedeckt waren; das Axenverhältniss der braunen Akmitsubstanz für sich sicher zu stellen schien mir unmöglich, wegen der schlechten Beschaffenheit der damit bedeckten Flächen. Da die eigenthümliche Beschaffenheit der Flächen von $\{100\}\infty P\infty$ und $\{\overline{111}\}P$ bei dem Akmit, welche oben beschrieben wurde, bei dem Aegirin sich nicht wiederfindet, dürfte dieselbe der braunen Akmitsubstanz (oder richtiger der Combination der grünen und der braunen Akmitsubstanz) eigenthümlich sein. Andererseits ist die regelmässige Combinationsstreifung der Verticalzone für den Aegirin sehr charakteristisch.

Ein wichtiger Unterschied in geometrischer Beziehung liegt namentlich in dem Umstande, dass die Akmitkrystalle fast immer Zwillinge, die Aegirinkrystalle in der Regel Einzelkrystalle sind; doch finden sich Einzelkrystalle von Akmit, ebenso wie Zwillinge von Aegirin. Für beide gemeinsam sind folgende Formen:

$$\begin{aligned} m &= \{110\}\infty P \\ f &= \{310\}\infty P3 \\ \chi &= \{510\}\infty P5 \\ a &= \{400\}\infty P\infty \\ b &= \{010\}\infty P\infty \\ p &= \{\overline{101}\}P\infty \\ s &= \{\overline{111}\}P \\ O &= \{\overline{564}\}6P \\ \Omega &= \{\overline{884}\}8P. \end{aligned}$$

Dagegen sind eigenthümlich für den

Akmit:	Aegirin:
$L = \{730\}\infty P\frac{1}{2}$	$W = \{46.45.0\}\infty P\frac{1}{2}\frac{1}{2}$
$H = \{\overline{302}\}\frac{1}{2}P\infty$	$V = \{11.4.0\}\infty P11$
$\lambda = \{\overline{331}\}3P$	$c = \{001\}0P$
$S = \{\overline{311}\}3P3$	$II = \{\overline{554}\}5P$
$P = \{261\}-6P3$	$k = \{\overline{312}\}\frac{1}{2}P3$

$$\begin{aligned}\text{Akmit:} \\ Q &= \{161\} 6P6 \\ K &= \{191\} 9P9\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}\text{Aegirin:} \\ u &= \{111\} - P \\ v &= \{221\} - 2P \\ A &= \{592\} - \frac{2}{3}P\frac{2}{3} \\ Z &= \{410.3\} - \frac{1}{3}P\frac{2}{3} \\ A &= \{451\} - 5P\frac{1}{3}.\end{aligned}$$

Es ist recht auffallend, dass die beim Akmit so gewöhnlichen Formen $\{311\} 3P3$ und $\{261\} - 6P3$ niemals beim Aegirin beobachtet wurden, während die beim Aegirin so häufige Pyramide $\{592\} - \frac{2}{3}P\frac{2}{3}$ niemals beim Akmit gefunden wurde.

Bei beiden Varietäten finden sich sowohl langausgezogene und sehr spitz endende Krystalle mit vorherrschenden steilen Pyramiden, und kürzere Krystalle mit vorherrschenden Flächen von $\{111\}P$ und $\{101\}P_{\infty}$ am Ende; die ersteren sind jedoch bei weitem häufiger beim Akmit, die letzteren bei den auf den Gängen vorkommenden, aufgewachsenen Aegirinkrystallen; an den in nicht eugranitischen Aegirin-führenden Gesteinen vorkommenden Aegirinen sind wieder die langausgezogenen Formen vorherrschend. Sowohl der Akmit als der Aegirin sind wahrscheinlich geneigtflächig hemiedrisch.

Als wesentlicher Unterschied der beiden Varietäten scheint mir vorzugsweise der oben erwähnte, an die braune periphere Zone der charakteristischen Akmitsubstanz geknüpfte Unterschied in der chemischen Zusammensetzung beider hervorgehoben werden zu müssen; hieran schliessen sich genau an: der dadurch bedingte Unterschied in Farbe (braun beim Akmit, grün beim Aegirin), Pleochroismus, Absorption und Auslöschungsschiefe.

Es muss übrigens hervorgehoben werden, dass der Aegirin und der Akmit doch jedenfalls sehr nahe verwandt sind, so nahe, dass sie nur als bestimmte Varietäten einer gemeinsamen Species unterschieden werden können. Die nähere Untersuchung der in Gesteinen verbreiteten Repräsentanten dieser Species dürfte gewiss auch zu dem Resultate führen, dass zwischen denselben alle Uebergänge nachweisbar sind.

Was die Stellung des Akmit und Aegirin zu den übrigen Mineralien der Pyroxengruppe betrifft, so zeigen die krystallographischen Untersuchungen derselben, dass sie sich am Nächsten der Diopsidgruppe anschliessen. Die geometrischen Elemente weichen jedoch recht bedeutend von denen der eigentlichen Diopside ab; während nach den Untersuchungen von G. Flink innerhalb der Diopsidreihe sowohl die c -Axe als die a -Axe mit zunehmendem Eisengehalt abnehmen, sind dagegen beim Akmit und Aegirin mit ihrem weit höheren Eisengehalt beide grösser, als bei allen Diopsiden. Innerhalb der Diopsidreihe fand G. Flink, dass der Winkel β mit geringer werdendem Eisengehalt abnimmt; beim Akmit und Aegirin

ist trotzdem der Winkel β kleiner, als bei allen Diopsiden. Diese Eigenthümlichkeiten des Aegirin und Akmit dürften daher der formbestimmenden Einwirkung des Natroneisenoxydsilicates zuzuschreiben sein.

In optischer Beziehung stimmten die Beobachtungen über den grossen Winkel zwischen der kleinsten Elasticitätsaxe und der Verticalaxe mit der Erfahrung in der Diopsid-Augitgruppe, dass mit zunehmendem Eisengehalt dieser Winkel wächst. Auch die Zunahme des Axenwinkels mit zunehmendem Eisengehalt in der Diopsidgruppe findet beim Akmit und Aegirin ihren Ausdruck darin, dass der Axenwinkel um die positive Bisectrix hier so gross ist, dass er den stumpfen Winkel bildet. Da innerhalb der Diopsidgruppe der Axenwinkel um die spitze positive Bisectrix für rothes Licht grösser als für violettes ist, wäre auf den ersten Blick umgekehrt beim Akmit und Aegirin zu erwarten, dass hier der Axenwinkel um die spitze negative Bisectrix für violettes grösser als für rothes Licht sein müsse; dies ist nun aber nicht der Fall. Die Erklärung dieser Thatsache dürfte vielleicht darin zu suchen sein, dass innerhalb der Diopsidgruppe nach G. Flink's Untersuchungen die Differenz zwischen dem Axenwinkel für rothes und violettes Licht mit zunehmendem Eisengehalte immer geringer wird, indem die Zunahme des Axenwinkels mit zunehmendem Eisengehalte für rothes Licht geringer als für violettes Licht ist; bei einem sehr grossen Eisengehalte, wie im Akmit und Aegirin, könnte es dann nach diesen Beobachtungen zu erwarten sein, dass hier schliesslich der Axenwinkel um die positive Bisectrix schon grösser für violettes als für rothes Licht wäre, um die negative Bisectrix also, wie es gefunden wurde, grösser für rothes als für violettes Licht. Der Brechungsexponent β ist, übereinstimmend mit der Erfahrung innerhalb der Diopsidreihe, beim Akmit und Aegirin mit ihrem sehr hohen Eisengehalte grösser, als bei den eisenreichsten Diopsiden.

Obwohl es also — namentlich auch im Vergleiche mit dem aus dem Silicat $Na_2 Al_2 Si_4 O_{12}$ bestehenden Jadeit — offenbar scheint, dass in den genannten Beziehungen der hohe Eisengehalt des Akmit und Aegirin seinen Einfluss ausgeübt hat, dürfte es doch im Ganzen richtiger sein, nicht dem Eisengehalte für sich, sondern dem Silicate $\overset{II}{Na}_2 \overset{VI}{Fe}_2 Si_4 O_{12}$ als solchem bestimmte derartige Wirkungen zuzuschreiben; ein quantitativer Ausdruck für die morphotropischen Wirkungen dieses Silicates, verglichen z. B. mit dem Diopsidsilicat, lässt sich aus dem vorliegenden Materiale nicht sicher ableiten.

Andere Mineralien der eigentlichen Pyroxengruppe (in beschränktem Sinne), als der Aegirin-Akmit und ausnahmsweise auf gewissen sauren Gängen auch der Salit (s. oben), spielen auf unseren Gängen keine Rolle und kommen kaum vor; in den in grossen Massen auftretenden Eruptiv-

gesteinen der Strecke Mjösen-Langesund herrschen dagegen andere Pyroxene, als der Aegirin, vor; sie sollen bei der Beschreibung dieser Gesteine selbst erwähnt werden. Bemerkenswerth ist es jedenfalls, dass der herrschende Diallag-ähnliche, der Diopsidreihe angehörige*) Pyroxen der Augitsyenite niemals auf deren grobkörnigen Gängen beobachtet wurde, was gewiss darin seine Erklärung findet, dass die Gänge besondere Schlussbildungen sind, welche deshalb eine abweichende (natronreichere) Zusammensetzung besitzen; es steht damit im Einklange, dass in den zuletzt und zum Theil gleichzeitig mit den Gängen gebildeten Grenzgesteinen des Augit-Nephelinsyenitgebietes der Aegirin ja auch vorherrschend ist. • Dem Aegirin scheint, wie dem Nephelin, ein relativ hoher Natrongehalt für seine Bildung nöthig gewesen zu sein.

*) Vergl. A. Merian, Neues Jahrb. f. Min. 1884, Beilageband 3, 268. Ausz. in dies. Zeitschr. 11, 425.

42. Låvenit, Brögger.

1878. W. C. Brögger, diese Zeitschr. 2, 275.

1885. — Geol. Fören. Förh. 7, 598.

1887. — Ebenda 9, 252.

Im Jahre 1875 fand ich mit Herrn Reusch zusammen auf der Insel Låven einige Krystalle eines unbekannten Minerals, welches wir damals für Mosandrit hielten; die äusserliche Aehnlichkeit mit letzterem ist auch in mehreren Beziehungen so gross, dass diese unrichtige Annahme wohl entschuldigt werden konnte. Als Mosandrit habe ich die gefundenen Krystalle (1878) zuerst beschrieben, und wurde erst bei der Revision der Mineralien unserer Gänge gelegentlich der vorliegenden Arbeit dieser jetzt leider schon in manche Lehrbücher aufgenommene Irrthum von mir erkannt. Die an der angeführten Stelle gelieferte Beschreibung der betreffenden Krystalle gilt also nicht für den Mosandrit, sondern für dieses neue Mineral, für welches ich schon in einer vorläufigen Notiz (1885) den Namen Låvenit nach der berühmten Fundstelle eingeführt habe.

Da das früher zu Gebote stehende Material keine sehr genauen Messungen erlaubte, habe ich an einem reichlicheren Material von ca. 45 ausgelesenen Krystallen neue Messungen ausgeführt, welche der folgenden Darstellung zu Grunde liegen.

Für die Feststellung des Axenverhältnisses der nach der Verticalaxe prismatisch ausgezogenen Krystalle, welche dem monosymmetrischen Systeme angehören, wurden folgende ausgezeichnete Messungen an einem und demselben Krystall zu Grunde gelegt:

$$(110):(100) = 45^{\circ} 48'$$

$$(111):(100) = 49 \quad 5\frac{1}{2}'$$

$$(111):(110) = 39 \quad 29\frac{1}{2}'$$

woraus*):

$$a : b : c = 1,0963 : 1 : 0,71509$$

$$\beta = 69^{\circ} 42\frac{1}{2}'.$$

Auf dies Axenverhältniss bezogen erhalten die beobachteten**) Formen folgende Zeichen:

*) Das früher berechnete Axenverhältniss: 1,0844 : 1 : 0,8438, $\beta = 74^{\circ} 24\frac{1}{2}'$ war ganz ungenau.

**) Ausserdem wurde noch eine spitzere Pyramide der Grundreihe, vielleicht {444} —4P, beobachtet, konnte aber nicht sicher bestimmt werden.

$$\begin{aligned}
 a &= \{100\} \infty P \infty \\
 b &= \{010\} \infty P \infty \\
 m &= \{110\} \infty P \\
 n &= \{210\} \infty P2 \\
 l &= \{310\} \infty P3 \\
 q &= \{101\} - P \infty \\
 r &= \{011\} P \infty \\
 e &= \{111\} - P.
 \end{aligned}$$

Die Krystalle sind fast immer prismatisch verlängert nach der Verticalaxe; in der Verticalzone herrscht das Grundprisma vor, die anderen Prismen, von welchen $\infty P3$ sehr selten, $\infty P2$ dagegen fast immer auftritt, sind stets untergeordnet (Taf. XVII Fig. 5 und 7). Das Orthopinakoid fehlt wohl niemals, ist aber andererseits gewöhnlich nur untergeordnet gegen das Prisma; selten sind die Krystalle tafelartig nach dem Orthopinakoid (Taf. XVII Fig. 9). Die Symmetrieebene fehlt oft und ist immer ganz schmal. Am Ende herrscht die Pyramide $-P$ gewöhnlich vor; sehr regelmässig tritt auch $-P \infty$ als schmale oder etwas breitere Abstumpfung auf; das Klinodoma wurde nur an zwei Krystallen beobachtet (Taf. XVII Fig. 8).

Alle Flächen sind an frischen Krystallen stark glänzend und deshalb oft gut messbar; häufig sind aber mehrere Krystalle mit einander in nicht ganz paralleler Orientirung verwachsen oder sie sind stark geknickt und gebogen und geben alsdann häufig keine guten Messungen.

Die Krystalle sind oft Zwillinge nach dem Orthopinakoid (Taf. XVII Fig. 10). Stets sind sie mit einem Ende aufgewachsen gewesen; das frei ausgebildete Ende zeigt dabei an den Zwillingen immer ausspringende Winkel gebildet von den Flächen $-P$. In der Regel sind die Krystalle jedoch makroskopisch als Einzelkrystalle ausgebildet und nur die mikroskopische Untersuchung zeigt noch fast immer Zwillingsslamellen nach dem genannten Gesetz.

	Berechnet :	Gemessen :
$(110):(1\bar{1}0) =$	$94^{\circ}36'$	—
$(110):(100) =$	$*45^{\circ}48'$	$*45^{\circ}48'$
$(110):(010) =$	$44^{\circ}12'$	$44^{\circ}11\frac{1}{2}'$
$(100):(010) =$	$90^{\circ}0'$	$89^{\circ}59\frac{1}{2}'$
$(210):(2\bar{1}0) =$	$54^{\circ}25'$	$54^{\circ}20\frac{1}{2}'$
$(210):(110) =$	$48^{\circ}35\frac{1}{2}'$	$48^{\circ}35'$
$(210):(100) =$	$27^{\circ}12\frac{1}{2}'$	$27^{\circ}11'$
$(210):(310) =$	$48^{\circ}17\frac{1}{2}'$	$48^{\circ}20' - 49^{\circ}10'$
$(310):(3\bar{1}0) =$	$37^{\circ}50'$	—
$(310):(100) =$	$8^{\circ}55'$	—
$(101):(100) =$	$43^{\circ}41\frac{1}{2}'$	$43^{\circ}9\frac{1}{2}'$

	Berechnet:	Gemessen:
(101):(110) =	59° 27'	—
(101):(210) =	49 35	—
(101):(111) =	26 5	26° 7½'
(111):(111) =	52 9½	52 8½
(111):(100) =	*49 5½	*49 5½
(111):(110) =	*39 29½	*39 29½
(111):(010) =	63 55	—
(111):(001) =	36 34	—
(111):(210) =	38 26	38 27½
(111):(011) =	24 40½	23 58
(011):(011) =	67 42	—
(011):(100) =	73 46	—

Die angeführten Messungen sind sämmtlich an drei ausgesuchten Krystallen der dunklen Varietät angestellt; an anderen, helleren Krystallen gaben die Messungen ein wenig abweichende Werthe.

Der Farbe nach können zwei verschiedene Varietäten des Låvenit unterschieden werden; die eine Varietät ist hellgelb, bisweilen fast farblos, oder hessonitgelb; die andere ist dunkel rothbraun bis schwarzbraun gefärbt. Diese verschiedene Farbe steht auch mit abweichender Zusammensetzung in Verbindung, indem die helle Varietät reicher an Kalk und Natron als die dunkle Varietät ist.

Die optische Axenebene ist parallel der Symmetrieebene. Die spitze Bisectrix bildet bei der dunklen Varietät mit der Verticalaxe einen Winkel von 20° 48', bei der hellen Varietät ist dieser Winkel ein wenig kleiner, 19° 25'. Sie tritt im spitzen Winkel β aus (s. Taf. XVII Fig. 6).

Nur die dunkle Varietät war in so grossen Krystallen vorhanden, dass ich hinreichend genau orientirte Präparate für die Messung des Axenwinkels erhalten konnte; da indessen die Absorption bei dieser dunklen Varietät recht stark ist, und da die Krystalle immer sehr voll von Sprüngen sind, konnte ich nur für Natriumlicht brauchbare Messungen erhalten:

	Na
2H _a	90° 46'
2H _o	446 7
2V _a	79 46

Da n , der Brechungsexponent des angewandten Mohnöls, 1,4418 war, so erhält man daraus ferner:

$$\beta_{Na} = 4,750.$$

Die Dispersion der Axen ist sehr klein; bei den versuchten Messungen erhielt ich für Thalliumlicht und für Lithiumlicht fast genau dieselben Werthe, wie für Natriumlicht, weshalb die Art der Dispersion bei der un-

gentügenden Genauigkeit der Messungen nicht angegeben werden kann; auch die geneigte Dispersion der Bisectrix muss recht klein sein. Die Doppelbrechung ist sehr stark (nach Michel, Lévy und Lacroix $\gamma - \alpha = \text{ca. } 0,03$), so dass man selbst in guten Dünnschliffen Farben zweiter und dritter Ordnung erhält; dies in Verbindung mit der oft sehr starken Absorption macht die Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung recht unsicher. Ich hatte denselben zuerst als negativ angenommen, was auch durch die nähere Untersuchung bestätigt wurde (vergl. Geol. Fören. Förh. 9, 253, Anm.); Graeff hatte zuerst*) die spitze Bisectrix als positiv angegeben, änderte aber später**) diese Angabe dahin, dass die auf dem Orthopinakoid austretende Bisectrix positiv sei; da diese Bisectrix aber die stumpfe ist, so hat er demnach in der That übereinstimmende Resultate gefunden. Da der Axenwinkel sehr gross ist, dürfte es aber doch möglich sein, dass wirklich bei einigen Varietäten die spitze Bisectrix positiv sein könnte.

Der Pleochroismus ist bei der hellen Varietät schwach, bei der dunklen Varietät dagegen recht stark; der Strahl, welcher parallel der spitzen Bisectrix schwingt, ist, nach Beobachtungen in Dünnschliffen parallel der Symmetrieebene, hell weingelb, der parallel der stumpfen schwingende (in dickeren Schliffen) tief orangeroth gefärbt. In Schliffen senkrecht zur spitzen Bisectrix zeigte sich der parallel zur Orthoaxe schwingende Strahl hell gelblichgrün, der senkrecht dazu, parallel der stumpfen Bisectrix schwingende, wieder orangeroth bis tief rothbraun. In Schliffen senkrecht zur stumpfen Bisectrix endlich zeigte sich der parallel zur spitzen Bisectrix schwingende Strahl wieder hell weingelb, der parallel zur Orthoaxe schwingende etwas stärker mit gelblichgrüner Farbe absorbirt. Die Absorption ist demnach, bei der Annahme, dass die spitze Bisectrix die grösste Elasticitätsaxe ist, $c > b > a$.

Die Krystalle des Låvenit zeigen eine ziemlich vollkommene Spaltbarkeit nach dem Orthopinakoid; das Mineral ist ziemlich spröde und die Krystalle gewöhnlich voll von Sprüngen.

Die Härte ist ungefähr gleich derjenigen des Feldspath (6). Das specifische Gewicht wurde von P. T. Cleve an der hellen Varietät zu 3,54 bestimmt; die dunkle Varietät ist bedeutend schwerer 3,547 (Cleve); Graeff fand für dunklen Låvenit von Brasilien 3,526.

Die chemische Zusammensetzung des Låvenit wurde gütigst von Professor P. T. Cleve untersucht; da der Seltenheit des Minerals wegen nur geringe Quantitäten für die Analysen aufgeopfert werden konnten, war die Untersuchung mit bedeutenden Schwierigkeiten verknüpft.

*) Fr. Graeff, Låvenit im brasilianischen Eläolithsyenit, Neues Jahrb. 1887, 1, 122. Ref. in dieser Zeitschr. 14, 498.

**) Ebenda, 1887, 2, 247. Ref. ebenda 15, 638.

Im Ganzen wurden drei Analysen von verschiedenen Vorkommnissen des Låvenit von Prof. Cleve ausgeführt. Die erste Analyse (schon in Geol. Fören. Förh. 7, 598 abgedruckt) wurde an dem hellen Låvenit von Låven ausgeführt, gemischt mit ungefähr $\frac{1}{4}$ der dunkleren Varietät desselben Fundorts (I); da für diese Analyse nur eine ganz geringe Quantität angewandt werden konnte, wurde eine neue Analyse angestellt (abgedruckt in Geol. Fören. Förhandl. 9, 252). Diese wurde an der dunklen Varietät von dem Cappelenitvorkommen von Klein-Arö ausgeführt (II); das Material war zwar ganz rein und vollständig frisch, aber auch nur eine geringe Quantität, ca. 4 g.

	I.	II.
SiO_2	33,74	29,63
ZrO_2	34,65	28,79
TiO_2	—	2,35
Metallsäuren, wesentlich Ta_2O_5	—	5,20
Fe_2O_3 (?)	5,64	4,73
MnO	5,06	5,59
CaO	11,00	9,70
Na_2O	11,32	10,77
Glühverlust	1,03	2,24
	<hr/> 99,44	99,00

Ich versuchte, in der oben angeführten provisorischen Mittheilung die Analyse II zu berechnen; dieser Berechnung lagen aber mehrere Voraussetzungen zu Grunde, welche sich später als unrichtig erwiesen haben; es wurde nämlich ohne weiteres der Glühverlust als Wasser genommen, ferner die Eisenverbindung für wesentlich Eisenoxyd angesehen etc.; beide Annahmen waren unrichtig.

Als Professor Cleve sowohl im Wöhlerit als namentlich auch im Hiortdahlit einen reichlichen Fluorgehalt gefunden hatte, lag es nahe daran zu denken, dass auch der nahe verwandte Låvenit fluorhaltig sein dürfte, was sowohl die Verluste der Analyse, als auch theilweise den Glühverlust erklären würde. Es wurde deshalb von einem dritten Vorkommen von sehr dunklem Låvenit neues Material, zusammen ungefähr ein Gramm, für eine dritte Analyse sorgfältig gereinigt. Es zeigte sich dabei unmöglich, eine geringe Quantität von beigemengtem Zirkon mittelst der Isolation wegzuschaffen; diese Verunreinigung, welche bei der mikroskopischen Untersuchung des Analysenmaterials erkannt wurde, ergab sich deshalb als unlöslicher Rest in der Analyse. Die letztere, welche mit allen Vorsichtsmassregeln ausgeführt wurde, gab:

III.

Unlöslicher Zirkon	3,08
SiO_2	29,17
TiO_2	2,00
ZrO_2	28,90
$(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_5$	4,13
Fe_2O_3	0,78
FeO	3,02
MnO	7,30
CaO	6,93
Na_2O	11,23
H_2O	0,65
F	3,82
	<hr/> 101,01
Davon geht ab: O =	<hr/> — 1,60
	<hr/> 99,41

Ueber die angewandten analytischen Methoden bemerkt Professor Cleve:

»Das Mineral wurde mit Salzsäure zersetzt; nach dem Filtriren wurde die Lösung mit Ammoniak und Wasserstoffsuperoxyd (zur Oxydation des Mangans) gefällt, worauf Kalk und Natron im Filtrat bestimmt wurden. Die Ammoniakfällung wurde in verdünnter Schwefelsäure gelöst und erwärmt. Ein dabei erhaltener Rückstand (von TiO_2 und Nb_2O_5) wurde abfiltrirt und mit der unreinen Kieselsäure vereinigt. Das Filtrat wurde mit Natriumacetat gefällt. Die Fällung ($\text{ZrO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$) wurde gewogen, durch Schmelzen mit $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7$ gelöst, worauf die Lösung mit Weinsäure und Ammoniak gemischt und mit Schwefelammonium gefällt wurde. Das gefällte Eisensulfuret wurde in Fe_2O_3 übergeführt und gewogen. Das Filtrat von der FeS -Fällung wurde eingedampft, der Rückstand geglüht und mit den aus der SiO_2 erhaltenen Mengen von ZrO_2 und TiO_2 vereinigt zur Bestimmung des Titans mittels Wasserstoffsuperoxyd. Die unreine SiO_2 wurde gewogen und mittels H_2SO_4 und HFl gelöst. Nach Abrauchen der HFl wurde der Rückstand mit Wasser gemischt und schwach erwärmt. Das Unlösliche wurde gewogen und mit $\text{K}_2\text{S}_2\text{O}_7$ geschmolzen, wonach die Schmelze in schwefelsäurehaltigem Wasser und Wasserstoffsuperoxyd gelöst wurde. Dabei ergab sich ein Rückstand von unlöslichem Zirkonpulver. In der schwach gelben Lösung wurde der Titangehalt colorimetrisch bestimmt. Der Unterschied zwischen der gewogenen Fällung und Zirkon + TiO_2 wurde als Metallsäuren angenommen; die Lösung derselben in Schwefelsäure gab mit Zink eine blau gefärbte Lösung; die Metallsäuren

wurden wesentlich als Niobsäure berechnet werden können.»

»Die Lösung, aus welcher die Metallsäuren und Zirkon abgeschieden

waren, wurde wieder mit Ammoniak gefällt und als $TiO_2 + ZrO_2$ gewogen. Die titanhaltige Zirkonerde wurde mittels $K_2S_2O_7$ gelöst und der Titangehalt colorimetrisch mittelst Wasserstoffsuperoxyd bestimmt.«

»Die Lösung, aus welcher $ZrO_2 + TiO_2$ und Fe_2O_3 mit Natriumacetat gefällt waren, wurde mit Brom versetzt. Nachdem MnO_2 ausgefällt war, wurde filtrirt und die Lösung mit Ammoniak neutralisirt. Es fand keine Fällung statt (Ceritoxyside und Yttererden fehlten also), mit Ammoniumoxalat wurde aber eine neue Menge Kalk erhalten. Für alle die oben angeführten Bestimmungen konnten nur 0,36 g angewandt werden.«

»Fluor wurde durch Schmelzen mit Soda und Fällen als CaF_2 bestimmt; zur Bestimmung wurden 0,6 g angewandt. Eisenoxysdul wurde mittels Chamaëon bestimmt; nur 0,07 g Substanz konnte dazu aufgeopfert werden. Das Wasser wurde mittels Glühen von 0,09 g mit Bleioxyd bestimmt.«

Der nähere Vergleich zwischen dem Hiortdahlit und dem Wöhlerit macht es wahrscheinlich, dass in diesen Zirkonpyroxenen der Fluorgehalt als eine Verbindung ZrF_2O vorhanden sein dürfte; unter der Voraussetzung, dass dies auch für den nahe verwandten Låvenit gilt, lässt sich die Analyse des Låvenit auf folgende Weise deuten:

SiO_2	29,17	0,4868	
TiO_2	2,00	0,0252	
ZrO_2	16,72	0,1371	
ZrF_2O	14,41	0,1000	
$(NbTa)_2O_5$	4,13	0,0454	
Fe_2O_3	0,78	0,0049	
FeO	3,02	0,0420	
MnO	7,30	0,1034	
CaO	6,93	0,1240	
Na_2O	11,23	0,1813	
H_2O	0,65	0,0362	
Fe_2O_3	0,0049		
Na_2O	0,0049		
SiO_2	0,0196		
I)		0,0294	$Na \overset{III}{Fe} Si_2 O_6$
CaO	0,0454		
$(NbTa)_2O_5$	0,0454		
II)		0,0308	$Ca Nb_2 O_6$
MnO	0,1034	} 0,1454	
FeO	0,0420		
CaO	0,1086	} 0,1454	
Na_2O	0,0365		
SiO_2	0,2902		
III)		0,5804	$(\underline{Mn} \underline{Fe}) \cdot (\underline{Ca} \underline{Na}_2) \cdot Si_2 O_6$

	Na_2O	0,0399	}	0,0764
	H_2O	0,0362		
	TiO_2	0,0252	}	0,0764
	ZrO_2	0,0509		
IV)			0,4522	$(Na_2H_2)_2 (Zr, Ti)_2 O_6$
	Na_2O	0,4000		
	ZrF_2O	0,4000		
V)			0,2000	$(Na_2)_2 Zr_2 O_4 F_4$
	ZrO_2	0,0862		
	SiO_2	0,1724		
VI)			0,2586	$Zr. Si_2 O_6$

Rest 0,0046 SiO_2 entsprechend z. B. ca. 0,28 % Na_2O zu wenig in der Analyse.

Die Verbindungen, welche nach der oben gegebenen Deutung der Analyse in dem Låvenit angenommen sind, lassen sich alle als äquivalente, analog constituirte Verbindungen auffassen:

		XII		XII
I:	(I	III	VIII)	
	R	R	Si_2	O_6
II:	(II	X)		
	R	Nb_2		O_6
III und IV:	(IV	VIII)		
	R_2	Si_2		O_6
V:	(IV	VIII)	(VIII	IV)
	$(R_2)_2$	Zr_2	O_4	F_4
VI:	(IV	VIII)		
	Zr	Si_2		O_6

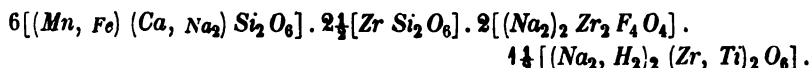
Die Annahme der Verbindungen II und V wird durch die gegenseitigen Beziehungen des Wöhlerit und des Hiortdahlit gerechtfertigt. Für den Låvenit charakteristisch ist die Verbindung $Zr. Si_2 O_6$, welche aller Wahrscheinlichkeit nach in demselben vorhanden sein muss. Auffallend ist es allerdings, dass in einem und demselben Minerale ZrO_2 theils die Rolle einer Säure, theils die Rolle einer Base spielen soll; näher betrachtet ist dies jedoch nicht unwahrscheinlicher, als dass wir z. B. für den Zinnstein die Formel $Sn. SnO_4$ (analog mit der Zirkonformel $Zr. SiO_4$) annehmen. Gerade der wenig ausgesprochene Charakter der ZrO_2 macht es wahrscheinlich, dass sie bald als Säure (wie ganz sicher im Wöhlerit), bald als Base (wie z. B. im Zirkon) auftreten kann. Da der Låvenit seiner Krystallform nach der Pyroxengruppe angehört und andererseits auch mit den ebenfalls der Pyroxengruppe angehörigen Zirkonpyroxenen Hiortdahlit und Wöhlerit innig verwandt ist, so ergibt sich aus dem Vergleiche der Låvenitanalyse mit Cleve's unten näher besprochenen Analysen des Hiortdahlit und des Wöhlerit direct, dass offenbar in dem Låvenit ein wesentlicher

Theil des Zr in einem positiven Radical vorhanden sein muss; die folgende Tabelle zeigt die Analysen, sämmtlich auf 100 berechnet, neben einander.

	Låvenit:	Hiortdahlit:	Wöhlerit:
SiO_2	30,28	31,61	30,14
TiO_2	2,08	1,50	0,42
ZrO_2	30,00	21,49	16,12
Nb_2O_5	4,29	—	12,85
Fe_2O_3	0,84	0,34	0,48
Ce_2O_3	—	—	0,66
FeO	3,14	0,94	1,26
MnO	7,57	0,96	1,00
MgO	—	0,10	0,12
CaO	7,19	32,55	26,97
Na_2O	11,66	6,53	7,50
H_2O	0,67	0,58	0,74
F	3,97	5,83	2,98
	<hr/> 101,66	<hr/> 102,43	<hr/> 101,24
$O =$	<hr/> — 1,66	<hr/> — 2,43	<hr/> — 1,24
	<hr/> 100,00	<hr/> 100,00	<hr/> 100,00

Man sieht aus dieser Zusammenstellung, dass offenbar der grössere Gehalt an $(CaO)_2$ im Hiortdahlit und Wöhlerit zum Theil durch eine grössere Quantität ZrO_2 im Låvenit ersetzt ist.

Wenn wir von den nur in untergeordneter Menge auftretenden Verbindungen I und II des Låvenit absehen, so besteht derselbe, nach der oben gegebenen Deutung, wesentlich aus:



Auch die abweichende zweite Analyse würde eine ähnliche Zusammensetzung gegeben haben, wenn der Gehalt an Fluor und Wasser, sowie der Oxydationsgrad des Eisens darin bestimmt gewesen wären; bei der Ausführung der zweiten Analyse wurde vergeblich nach Phosphorsäure, Borsäure, Thonerde, Beryllerde, Zinkoxyd, Thorerde, Ceritoxyle, Yttererden, Magnesia, Lithion und Baryt gesucht.

Das Mineral wird von Salzsäure zersetzt, obwohl nicht vollständig. Vor dem Löthrohre schmilzt es ziemlich leicht zu einer braunen Schlacke (Cleve).

Wie die oben angeführten drei Analysen zeigen, beruht der Unterschied der hellen und der dunkeln Varietät ziemlich sicher auf dem grösseren MnO -Gehalte der letzteren; wie erwähnt, wurde die erste Analyse an einer Mischung der dunkeln und der hellen Varietät ausgeführt, weshalb die helle Varietät selbst beträchtlich ärmer an MnO sein dürfte.

Zersetzungen und Umwandlungen des Låvenit. Der hellgelb gefärbte Låvenit scheint zum Theil nicht mehr ein ganz ursprüngliches, unverändertes Mineral zu sein. Derselbe sieht zwar im Dünnschliffe noch vollständig frisch aus, allein die optischen Verhältnisse zeigen sich wesentlich verschieden von denen des gewöhnlichen Låvenit: Erstens ist die Auslöschung (in Schliffen nach der Symmetrieebene) in den Zwillingslamellen keine constante, sondern wechselt selbst in einer und derselben Lamelle innerhalb weiter Grenzen zwischen ca. 70° und ca. 36° , indem Partien mit kleinen und solche mit grossen Auslöschungswinkeln durch alle Uebergänge verbunden sind. Zweitens ist die Doppelbrechung bedeutend geringer, bisweilen ganz schwach, so dass die graulichweissen Farben erster Ordnung in grosser Ausdehnung auftreten, ja stellenweise selbst ein Uebergang in eine fast isotrope Substanz aufzutreten scheint. Das Mineral erinnert dann im Dünnschliffe am meisten an Orthit, welcher in der Umwandlung in seine isotrope, amorphe Modification begriffen ist, und ich irre kaum, wenn ich diese Verhältnisse des hellen Låvenit als aus ähnlichen Vorgängen herrührend erklären möchte; das vollständig amorphe Endglied ist mir aber bei dem Låvenit nicht bekannt. Bei dem ganz dunkeln Låvenit habe ich derartige Umwandlungen nicht beobachtet.

Der Låvenit ist auch häufig in einer durchgreifenden Weise zersetzt; die Krystalle verlieren dabei ihren äusseren Glanz und zeigen sich beim Zerschlagen ganz opak mit körnigem Bruche. Im Dünnschliffe sieht man, dass von dem ursprünglichen Låvenit oft keine Spur mehr vorhanden, sondern dass derselbe vollständig pseudomorphosirt ist.

Diese Pseudomorphosen, welche ich auf Låven in mehreren Centimetern grossen Individuen aufgefunden habe, zeigen äusserlich die grösste Aehnlichkeit mit dem Mosandrit, was auch Anfangs zur Verwechslung des Låvenit mit dem Mosandrit wesentlich beitrug. Dünnschliffe dieses vollständig zersetzten Låvenit bestehen vorwiegend aus farblosem oder tief violblau gefärbtem Flussspath, welcher eine Art Grundmasse der übrigen Bestandtheile bildet; das tief violblau färbende Pigment ist in Streifen parallel der Verticalaxe des Låvenit vertheilt, was auf eine Zersetzung längs Spaltbarkeitsrissen nach dem Orthopinakoid hindeutet. In dieser Flussspathgrundmasse liegen reichlich zerstreut kleinste Kryställchen (*P*) von Zirkon, Fetzen von einem schwarzen Eisenerze (Magnetit), ferner sehr reichlich strahlige Prismen eines gelben, stark lichtbrechenden und doppeltbrechenden, unbestimmten Minerals, und tiefbraune Körnchen und Stengelchen eines fast isotropen Minerals, das vielleicht als Pyrochlor gedeutet werden könnte. Die Hauptmasse der Einschlüsse im Flussspath bilden jedoch die genannten Prismen des gelben Minerals; sie besitzen folgende Eigenschaften: Die Längsschnitte zeigen theils parallele Auslöschung, theils eine geringe Auslöschungsschiefe bis ca. 8° ; die der Längsrichtung parallele Schwingungs-

richtung ist die Axe der grössten Elasticität. Querschnitte bilden rechtwinklige oder fast rechtwinklige Vierecke mit zwei deutlichen Spaltbarkeitsrichtungen parallel der Umgrenzung; sie zeigen diagonale Auslöschung und vielleicht eine spitze Bisectrix. Die Doppelbrechung ist so stark, dass im Dünnschliffe Farben zweiter Ordnung auftreten. Ein Pleochroismus ist kaum bemerkbar, doch scheinen die Strahlen der Schwingungsrichtung senkrecht zur Längsaxe der Prismen unbedeutend stärker absorbiert, als die dieser parallelen Strahlen. Die Farbe ist hell weingelb bis grünlichgelb im Dünnschliff. Diese Eigenschaften deuten auf ein monosymmetrisches Mineral der Pyroxengruppe, und zwar aus der Aegirinreihe; Aegirin selbst ist es nicht, dagegen spricht z. B. der abweichende Pleochroismus, die sehr helle Farbe und auch das übrige Aussehen. Ich möchte das Mineral für ein eisenarmes Glied der Aegirinreihe halten, zu dessen Bestandtheilen vielleicht auch Zirkonerde gehört. Einem derartigen Minerale bin ich auch anderswo auf der Spur, ohne jedoch bis jetzt hinreichendes Material für eine genauere Untersuchung gefunden zu haben.

Alle genannten Mineralien sind kreuz und quer durch einander zu einer bunten Masse im Flussspath vertheilt; noch reichlicher als die mit erkennbaren Formen ausgestatteten Kryställchen und Körnchen kommen die allerwinzigsten mikrolithischen Stäbe und globulitähnlichen Pünktchen derselben Mineralien im Flussspath vor. Stellenweise färben endlich rein secundäre flockige Hydrate von Eisenoxyd etc. die Masse.

Diese Zersetzung des Låvenit ist analog mit der Zersetzung des Mosandrit, des Kataplekt etc.; sie ist kaum rein secundär, sondern gehört wahrscheinlich einem späteren Abschnitte der Gangbildung selbst, wahrscheinlich der Zeit der Leukophanbildung, an.

Vorkommen. Der Låvenit gehört auf unseren Gängen zu den seltensten Mineralien. Auf der Insel Låven findet er sich zwar vereinzelt mit dem Mosandrit, dem Tritomit und anderen Mineralien zusammen; ich habe hier auch bis zu mehreren Centimetern lange Krystallbruchstücke gefunden. Gegen den Leukophan ist das Mineral bisweilen gut auskrystallisiert. Auf Låven findet man vorwiegend die helleren Varietäten. Sehr schöne, aber kleine Krystalle fand ich 1885 auf der Insel Klein-Arö an dem Cappenitvorkommen und ebenso an dem des Natronkataplekt. An beiden Stellen sitzt der Låvenit zum Theil im Eukolit; die tiefbraunen, glänzenden Kryställchen ragen durch die Eukolitmassen hindurch, sind also früher als diese auskrystallisiert. Der Låvenit gehört überhaupt zu den früh auskrystallisierten Gangmineralien; auf Låven ist jedoch der Aegirin theilweise vor dem Låvenit ausgeschieden.

Ausser an den eben erwähnten Vorkommnissen kommt der Låvenit auch noch auf mehreren Gängen bei Arö, an einigen Fundorten der Barkevik-

dem Doma $\frac{A}{11}\bar{P}\infty$ Des Cloizeaux's und das Doma $\bar{P}\infty$ Des Cloizeaux's dem Prisma $\infty\bar{P}3$ Dauber's entsprechen.

Diese verschiedenen Aufstellungen der Krystalle durch Dauber und Des Cloizeaux wurden nun von Dana beim Vergleiche derselben derartig missverstanden, dass er glaubte, Des Cloizeaux habe die Prismen Dauber's als Brachydomen genommen; indem er nun bei dieser Auffassung auf die ursprüngliche Stellung Dauber's zurückgehen wollte, nahm er bei seiner Aufstellung Dauber's Makropinakoid zwar als solches an, aber Dauber's Makrodomenzone als Prismenzone, und seine Prismenzone als Makrodomenzone, indem er die Krystalle 90° in der Ebene des Makropinakoids drehte. Dies Missverständniss (s. Kennigott l. c. S. 144) war leicht zu entschuldigen, da die beiden Zonen ziemlich nahe dieselben Winkelwerthe geben; die Prismenzone ist jedoch immer formenreicher und dadurch in der Regel gut charakterisirt.

Indessen hatte Des Cloizeaux beobachtet, dass die von ihm zuerst angenommene Aufstellung aus optischen Gründen nicht möglich sei; er fand nämlich, dass die Ebene der optischen Axen parallel der Kante $[(004)(040)]$ seiner früheren Stellung ist und die eine Bisectrix senkrecht zu (400) der früheren Stellung, dass aber die andere diagonal in der Mitte zwischen seinen Flächen (004) und (040) austrete. Er änderte deshalb, unter Beibehaltung des rhombischen Krystallsystemes, die Aufstellung in der Weise, dass er seine früheren Formen $\{004\}$ und $\{040\}$ vereinigt als Grundprisma $(4\bar{1}0)$ und (410) nahm, in der Meinung, dass diese Flächen den Dauber'schen Formen $\{400\}$ und $\{040\}$ entsprechen müssten, d. h. er beging insofern denselben Fehler wie Dana. Bei dieser zweiten Aufstellung Des Cloizeaux's wurden alle Pyramiden hemiëdrisch.

Bis dahin hatten sämtliche Beobachter das Krystallsystem des Wöhlerit für rhombisch gehalten. Eine von dieser Auffassung abweichende Meinung wurde zuerst von N. B. Möller hervorgehoben. Auf Grund einer Anzahl (mit dem Handgoniometer ausgeführter) Messungen, wobei er zwischen dem Pinakoid (400) und den Domenflächen (404) und $(\bar{4}04)$ der Dauber'schen Stellung ungleiche (bis um $4^\circ 45'$ differirende) Winkel fand, ferner auf Grund der unsymmetrischen Flächenausbildung, und der ungleichen physikalischen Beschaffenheit (Glanz etc.) bei Flächen, welche bei rhombischer Stellung derselben Form angehörig sein müssten, nahm Möller (1859) den Wöhlerit als monosymmetrisch an.

Die kleine Abhandlung Möller's scheint unbekannt geblieben, denn erst 9 Jahre später nahm Des Cloizeaux (1868) ganz unabhängig von Möller's Untersuchung seine Studien über den Wöhlerit wieder auf und zeigte dabei durch optische Untersuchungen, dass derselbe in der That monosymmetrisch krystallisirt; er hat in dieser sorgfältigen Arbeit selbst die

früher begangenen Missverständnisse berichtigt und eine reichhaltige Winkeltabelle nebst optischen Daten publicirt (1868). Des Cloizeaux ging nun auf die ursprüngliche Dauber'sche Stellung zurück, mit dem Unterschiede, dass er die vordere rhombische Makrodomenfläche (101) jetzt als monosymmetrische Basis annahm.

Die Krystalle des Wöhlerit sind fast immer tafelförmig nach dem Orthopinakoid {100}; nur ganz vereinzelte Krystalle mit unregelmässigerer Ausbildung weichen von dieser Regel ab. Die meisten Krystalle sind dicktafelförmig, in allen Grössen von ein paar Millimeter bis zu einigen Centimetern. In der Verticalzone treten ausser dem Orthopinakoid und dem in der Regel ebenfalls vorhandenen, obwohl gewöhnlich untergeordneten Klinopinakoid mehrere Prismen, namentlich {110}, {210}, {120} und {130} auf; in den meisten Fällen findet man am Ende der Krystalle die Formen {004} und {104}, häufig auch {101} und von Pyramiden gewöhnlich {111}, ausserdem das Klinodoma {011}. Die übrigen beobachteten Formen sind weniger häufig.

Des Cloizeaux hat die in folgender Tabelle aufgezählten Formen für den Wöhlerit angegeben; ich führe nebenbei die Signaturen Dauber's ($a, b, n, m, g, h, k, d, x, o, p, i$) für die schon von ihm beobachteten Formen an; die Bezeichnung φ ist nach Des Cloizeaux aufgenommen, die übrigen Signaturen habe ich selbst zugefügt und derartig gewählt, dass die bei rhombischer Stellung einander entsprechenden Formen in den meisten Fällen mit analogen Signaturen bezeichnet sind:

$a = \{100\} \infty P \infty$	$c = \{004\} 0P$	$k = \{104\} P \infty$
$b = \{010\} \infty R \infty$	$d = \{101\} - P \infty$	$\delta = \{204\} 2P \infty$
$l = \{720\} \infty P \frac{1}{2}$	$x = \{012\} \frac{1}{2} P \infty$	$\xi = \{212\} P 2$
$n = \{210\} \infty P 2$	$o = \{011\} P \infty$	$s = \{111\} P$
$m = \{110\} \infty P$	$f = \{021\} 2P \infty$	$\varphi = \{121\} 2P 2$
$g = \{120\} \infty P 2$	$p = \{111\} - P$	$\pi = \{211\} 2P 2$
$h = \{130\} \infty P 3$	$i = \{121\} - 2P 2$	$j = \{221\} 2P$
	$u = \{311\} 3P 3^*$	$\omega = \{161\} 6P 6.$

Wie man sieht, hat Des Cloizeaux zu allen Endflächen der Vorderseite entsprechende Formen der Hinterseite angenommen; ohne die Richtigkeit dieses Verfahrens bestimmt zu bestreiten, darf es doch als möglich oder sogar wahrscheinlich zu bezeichnen sein, dass dies nicht berechtigt ist. Ich habe nämlich beobachtet, dass die Krystalle des Wöhlerit in der grossen Mehrzahl als Zwillinge nach dem Orthopinakoid ausgebildet sind, und dies dürfte erklären, weshalb häufig die vordere und hintere Seite des Krystalls ähnlich gelegene Formen zeigen. Bei Einzelkrystallen ist jedoch die Vorder- und Hinterseite oft deutlich

verschiedenartig ausgebildet. Da nun die Winkeldifferenzen der Flächen der Vorderseite und Hinterseite zu gering sind, um bei den in der Regel unvollkommenen Krystallen sicher nachgewiesen werden zu können, lässt sich in der Regel auch nicht ohne Zerstörung der Krystalle (durch Schleifen eines Präparates nach $\infty P \infty$) entscheiden, ob sie einfache oder Zwillinge sind. Nur wenn die Krystalle deutlich einspringende Winkel zeigen (s. z. B. Taf. XVIII, Fig. 6 und Fig. 12) lässt sich die Zwillingsbildung ohne Schwierigkeit erkennen; dies ist aber nur selten der Fall, indem hier, wie gewöhnlich, einspringende Winkel nicht gern auftreten, weshalb die Zwillinge in der Regel wie rhombische Einzelkrystalle aussehen.

Ob also gewisse der oben angeführten Formen an der Vorderseite, andere an der Hinterseite in der That vorkommen oder nicht, konnte ich mit Bestimmtheit nicht entscheiden; sicher ist jedenfalls, dass mehrere der einander vorn und hinten entsprechenden Endflächen ungleich häufiger nur an einer Seite auftreten.

Die Formen l , x und ξ konnte ich an dem mir vorliegenden Materiale nicht sicher erkennen. Was die Prismen betrifft, so ist es eine auffällige Thatsache, dass ihre Flächen oft ganz unsymmetrisch vertheilt sind (s. z. B. Fig. 7, 12 etc.)

Schon vor vielen Jahren hatte ich eine relativ bedeutende Anzahl guter Krystalle von Wöhlerit an dem Vorkommen Skudesundskjær bei Barkevik gesammelt; eine Anzahl ausgesuchter Krystalle wurden mir ferner aus dem Material des schwedischen Reichsmuseums zur Untersuchung überlassen. Das auf diese Weise erhaltene reichliche Material wurde gütigst von meinem früheren Assistenten Herrn C. Morton untersucht und dabei ungefähr 20 auserlesene Krystalle durchgemessen, um möglicherweise die geometrischen Constanten des Wöhlerit genauer festzustellen. Eine Anzahl der besten gemessenen Krystalle sind in den Figuren 1—7, 9, 10 und 12 der Tafel XVIII dargestellt. Selbst die besten Krystalle erlauben jedoch keine sehr genauen Messungen; sie sind oft voll von Eindrücken der angrenzenden Mineralien, zersprungen und häufig nicht mehr einheitlich etc. Es würde deshalb auch nur durch Benutzung eines bedeutenden Materiales möglich gewesen sein, die geometrischen Abweichungen von der rhombischen Symmetrie durch Messungen nachzuweisen.

In der folgenden Tabelle sind die wichtigsten Messungen*) Morton's mit seinen berechneten Werthen zusammengestellt; zum Vergleich wurden auch die wichtigsten von Des Cloizeaux berechneten und gemessenen Winkel und endlich die von Dauber gemessenen Winkel angeführt.

*) Es sind fast nur diejenigen der beiden Hauptzonen angeführt, da diese allein so zahlreich und so zuverlässig waren, dass sie zur Beleuchtung der Genauigkeit des Axenverhältnisses dienen können.

Aus den zu Grunde gelegten Messungen berechnete Morton das Axenverhältniss:

$$a : b : c = 1,0536 : 1 : 0,70878$$

$$\beta = 71^{\circ} 3',$$

welches nur ganz unbedeutend von dem von Des Cloizeaux berechneten

$$a' : b' : c' = 1,0554 : 1 : 0,7092$$

$$\beta = 70^{\circ} 45'$$

abweicht.

Aus der Revision einer Anzahl Messungen glaube ich schliessen zu dürfen, dass diese Axenverhältnisse, obwohl ziemlich genau, doch nicht absolut genau sein können; die Unvollkommenheit der Ausbildung ist bei den Wöhleritkrystallen gewöhnlich zu gross, um ganz präzise Bestimmungen zu erhalten. Ob das Axenverhältniss Morton's für die Verticalaxe entschieden besser, als dasjenige Des Cloizeaux's ist, wage ich nicht zu behaupten; dagegen dürfte jedenfalls der Unterschied der einander entsprechenden Winkel (100):(004) und (100):(104) grösser, als von Des Cloizeaux angenommen, sein.

Die wichtigsten Zonen sind:

(100), (720), (240), (440), (420), (430), (040).

(100), (404), (004), (104), (204).

(010), (024), (044), (042), (004).

(010), (124), (144), (242), (104).

(010), (124), (144), (104).

(010), (224), (244), (204).

(100), (124), (024), (124), (224).

(100), (144), (044), (144), (244).

(100), (042), (242).

(004), (144), (440), (224), (444).

(104), (244), (140), (124), (044).

(004), (242), (244), (240).

(104), (042), (144), (240).

(104), (042), (144), (240).

(204), (242), (044), (240).

Wie aus den umstehend angeführten Messungen hervorgeht, sind die Winkel der Zonen [(100):(004)] und [(100):(040)] einander nahe gleich und daher die so zahlreichen Missverständnisse früherer Verfasser beim Vergleich der verschiedenen Aufstellungsweisen. Die beiden Zonen sind jedoch in der Regel dadurch leicht zu unterscheiden, dass die Verticalzone fast immer flächenreicher ist; schwieriger ist es, wie schon erwähnt, die vordere und die hintere Seite der Krystalle zu unterscheiden.

Ihre Chiffren		Merton			Des Chénier			Merton gemessen
		best.	Gemessen	Mittel	berechnet	Mittel		
(114):(110)	m : m	94 65	94 27—94 6	94 16	94 17	94 30—94 37	—	
(114):(110)	m : m aus g ²	94 12	94 1—94 29	94 12	94 15	ca. 94 0	—	
(104):(210)	h ¹ : h ²	26 29	26 19—26 37	26 28	26 28	26 34	27 3	
(310):(010)	h ¹ : g ¹	63 31	63 25—63 39	63 30	63 32	63 34	63 9	
(100):(110)	h ¹ : m	44 51	44 45—44 56	44 51	44 53	44 44	44 53	
(110):(010)	m : g ¹	45 4	45 1—45 11	45 7	45 7	45 4	45 6	
(100):(120)	h ¹ : g ²	63 21	63 14—63 25	63 20	63 20	63 25	63 16	
(120):(010)	g ² : g ¹	26 29	26 29—26 43	26 40	26 39	26 0—26 34	26 34	
(100):(120)	h ¹ : g ²	71 21	71 22—71 53	71 50	71 20	71 2	72 21	
(120):(010)	g ² : g ¹	18 29	18 26—18 44	18 37	18 30	—	15 45	
(110):(120)	m : g ²	18 27	18 25—18 35	18 28	18 27	18 23	—	
(110):(120)	m : g ²	26 27	26 20—26 55	26 30	26 27	26 20	—	
(120):(120)	g ² : g ²	8 10	8 5—8 20	8 20	8 9	8 0	—	
(100):(010)	h ¹ : g ¹	90 0	89 58—90 3	90 0	90 0	90 0	—	
(100):(104)	h ¹ : a ¹	43 29	43 6—43 30	43 19	43 18	43 18	42 0	
(104):(100)	a ¹ : p	27 34	27 26—27 38	27 30	27 27	27 28	—	
(004):(104)	p : a ¹	39 9	39 7—39 12	39 10	39 11	39 12	39 45	
(104):(104)	a ¹ : a ¹	26 59	26 49—27 0	26 54	27 8	—	—	
(104):(100)	a ¹ : h ¹	42 49	42 49—42 57	42 54	42 56	—	42 25	
(100):(004)	h ¹ : p	71 3	70 53—71 6	71 3	70 45	70 45	71 0 15—70 20	
(100):(104)	h ¹ : a ¹	69 48	69 38—69 57	69 48	70 4	70 26	69 35	
(004):(100)	a ¹ : h ¹	108 57	108 57—108 59	108 58	109 15	109 15	—	
(004):(044)	p : a ¹	33 45	33 47—33 47	33 47	33 48	33 45—34 25	33 46	
(044):(024)	a ¹ : a ¹	20 2	—	20 10	19 27	—	—	
(024):(010)	a ¹ : g ¹	36 43	—	36 38	36 45	36 50—37 0	—	
(044):(010)	a ¹ : g ¹	56 45	56 43—57 18	56 48	56 42	55 35—55 45	55 53	
(004):(024)	p : a ¹	53 17	—	53 19	53 45	—	—	
(004):(010)	p : g ¹	90 0	—	90 0	90 0	90 0	—	
(004):(444)	p : d ¹	37 44	37 3—37 19	37 14	37 3	36 30—37 25	37 3	
(444):(440)	d ¹ : m	39 34	39 19—39 34	39 27	39 26	39 25	—	
(004):(440)	p : m	76 42	—	76 41	76 29	76 45	—	
(440):(227)	m : h ¹	30 15	—	—	30 19	—	—	
(007):(227)	p : h ¹	78 3	—	78 11	78 12	—	—	
(440):(447)	m : h ¹	53 34	53 29—53 40	53 36	53 41	54 0—54 55	—	
(007):(444)	p : h ¹	49 47	—	49 48	49 50	48 30—50 25	—	
(004):(110)	p : h ¹	78 6	—	78 8	78 50	78 55	—	
(004):(111)	p : a ¹	68 34	—	68 32	68 47	70 0	—	
(111):(110)	a ¹ : h ¹	38 19	—	38 0	38 23	—	—	
(004):(110)	p : g ¹	84 38	—	84 40	84 30	84 50	—	
(004):(111)	p : y	50 36	—	50 37	50 30	—	—	
(004):(111)	p : sp	62 43	—	64 20	62 17	—	—	
(004):(110)	p : g ¹	98 32	—	98 50	98 30	99 20	—	

	Des Cloiseaux	ber.	Morton gemessen		Des Cloiseaux		Dauber gemessen
			Grenzwerthe	Mittel	berechnet	gemessen Mittel	
20)	$\varphi : g^3$	360 9'	—	350 52'	360 13'	370 0'	—
30)	$p : g^2$	84 6	—	84 9	84 0	84 25	—
11)	$h^1 : d^{\frac{1}{2}}$	49 58	—	49 21	49 7	48 48	490 11'
11)	$h^1 : e^1$	74 44	—	73 21	74 6	73 50	78 6
11)	$h^1 : e^1$	105 46	—	—	105 54	106 40	106 29
11)	$e^1 : d^{\frac{1}{2}}$	24 17	—	24 42	24 59	24 57	—
11)	$e^1 : b^{\frac{1}{2}}$	32 28	—	32 17	32 23	32 30	32 17
11)	$b^{\frac{1}{2}} : a^3$	24 38	—	24 42	24 45	25 0	—
00)	$b^{\frac{1}{2}} : h^1$	73 47	—	73 22	73 34	730 35'—730 45'	74 46
00)	$b^{\frac{1}{2}} : h^1$	106 43	—	106 38	106 29	1060 27'	—
00)	$a^3 : h^1$	48 39	480 33'—480 34'	48 34	48 46	48 30	49 50
11)	$a^3 : d^{\frac{1}{2}}$	84 24	—	—	82 7	82 20	—
00)	$a^3 : h^1$	131 21	—	131 20	131 14	130 52	—
21)	$h^1 : y$	58 42	—	58 32	58 33	59 3	—
21)	$h^1 : e^{\frac{1}{2}}$	78 48	—	78 3	78 27	78 45—77 40	—
21)	$h^1 : e^{\frac{1}{2}}$	101 12	—	101 22	101 23	1010 42'	—
21)	$h^1 : \varphi$	78 2	—	77 55	78 12	77 50	—
21)	$h^1 : b^{\frac{1}{2}}$	58 7	—	—	58 14	—	—
21)	$g^1 : y$	45 43	—	45 47	45 48	—	45 42
11)	$g^1 : d^{\frac{1}{2}}$	64 0	—	64 1	64 4	64 42	—
01)	$g^1 : o^1$	90 0	—	89 52	90 0	—	—
21)	$g^1 : \varphi$	36 56	—	36 38	36 52	36 45—36 30	—
11)	$g^1 : b^{\frac{1}{2}}$	56 22	—	56 20	56 19	560 41'	—
11)	$\varphi : b^{\frac{1}{2}}$	19 26	—	19 42	19 27	19 30	—
01)	$g^1 : a^1$	90 0	—	90 2	90 0	90 5	—
11)	$a^1 : b^{\frac{1}{2}}$	33 38	—	33 38	33 41	34 20	—
21)	$g^1 : b^{\frac{1}{2}}$	46 4	—	—	45 59	—	—
11)	$g^1 : a_3$	64 50	—	64 15	64 13	64 50	—
01)	$g^1 : a^{\frac{1}{2}}$	90 0	—	—	90 0	—	—
10)	$o^1 : m$	59 4	—	—	58 57 30''	58 5	—
10)	$o^1 : m$	120 56	—	120 41	121 2 30	—	—
10)	$e^1 : m$	78 46	—	78 45	78 34	—	—
10)	$\varphi : m$	43 51	—	43 40	44 48	45 0	—
10)	$y : m$	30 7	—	30 25	30 30	—	—
10)	$e^1 : m$	54 35	—	—	54 5	53 40	—
10)	$a^1 : m$	75 51	—	76 15	76 1	76 20—76 8	—
10)	$a^1 : m$	104 9	—	104 33	103 59	1040 20'	—
10)	$a^3 : m$	38 43	—	39 0	39 17	39 58—39 0	—
11)	$a^1 : a^3$	37 8	—	37 10	36 44	360 45'	—

Cloizeaux gab 45° an), die zweite Bisectrix ist also für alle Farben parallel der Symmetrieeaxe. Wie schon von Des Cloizeaux angegeben, zeigen deshalb Platten senkrecht zur spitzen Bisectrix eine deutliche horizontale Dispersion. Die spitze Bisectrix ist die Axe der grössten Elasticität. Des Cloizeaux fand für

$2V = 76^\circ 40', 71^\circ 56', 71^\circ 26'$ $\beta = 1,67, 1,69$ und $1,72$ für rothe Strahlen;
 $77^\circ 2', 72^\circ 48', 72^\circ 1'$ $\beta = 1,69, 1,71$ und $1,74$ für blaue Strahlen;
 an drei verschiedenen Krystallen. Michel Lévy und Lacroix (Min. d. roch. S. 295) fanden: $\gamma = 1,726$, $\alpha = 1,700$.

Ich fand an zwei einigermaßen guten Platten senkrecht zur spitzen und stumpfen Bisectrix:

	Li	Na	Tl
$2H_a =$	$90^\circ 53'$	$91^\circ 48'$	$91^\circ 57'$
$2H_o =$	$122^\circ 9'$	$124^\circ 42'$	$124^\circ 45'$
$2V =$	$78^\circ 48'$	$78^\circ 37'$	$78^\circ 49'$

Es scheint demnach, als ob der Axenwinkel bei verschiedenen Krystallen verschieden wäre. Erwärmung bewirkt nur geringe Aenderungen. Die Dispersion der optischen Axen ist also klein, $\varrho < v$.

Der Pleochroismus des Wöhlerit ist deutlich, aber nicht stark, die Lichtabsorption schwach.

In Dünnschliffen parallel zur Symmetrieebene sieht man selbst in dickeren Platten keinen bemerkenswerthen Pleochroismus; beide Strahlen sind hell weingelb, fast farblos.

In Dünnschliffen senkrecht zur spitzen Bisectrix ist der Pleochroismus deutlicher; die parallel der stumpfen Bisectrix c schwingenden Strahlen tiefer weingelb, die parallel b schwingenden wieder hellgelb.

Dünnschliffe parallel dem Orthopinakoid zeigen sich ebenfalls ziemlich pleochroitisch; hier sind die parallel der Orthoaxe (= c) schwingenden Strahlen wieder stärker absorbirt, als die parallel zur Verticalaxe schwingenden. Wir haben also für den Pleochroismus das Schema:

$$c > b = a$$

weingelb hellgelb fast farblos.

Dünnschliffe nach der Symmetrieebene zeigen gewöhnlich eine sehr hervortretende Zwillingslamellirung nach dem oben erwähnten, früher nicht beobachteten Zwillingsgesetz; die Lamellen sind oft sehr fein (s. Taf. XVIII, Fig. 8). Einige Präparate zeigten sich lamellenfrei.

Die Farbe ist gewöhnlich lebhaft honiggelb, wachsgelb, weingelb bis schwefelgelb, seltener tiefer bräunlichgelb und ebenso selten fast farblos. Frische Krystalle sind durchsichtig und Bruchstücke derselben haben ein harzähnliches Aussehen.

Der Wöhlerit ist deutlich, wenn auch unvollkommen, spaltbar nach der Symmetrieebene; die übrigen angegebenen Spaltbarkeitsrich-

tungen — Des Cloizeaux führt ausserdem solche nach dem Orthopinakoid und nach dem Prisma an — habe ich nur mit Schwierigkeit erkennen können. Der Wöhlerit ist übrigens äusserst spröde, im Bruche kleinschalenförmig splittig; die Krystalle sind gewöhnlich so durch und durch rissig und zersprungen, dass es nur selten gelingt, geeignete Stücke zu finden, um die Spaltbarkeit zu prüfen. Die Sprünge, welche die Krystalle durchsetzen, verlaufen nicht nach bestimmten Richtungen. Diese rissige Beschaffenheit machte es auch unmöglich, hinreichendes Material für eine genauere Bestimmung der Brechungsexponenten des Wöhlerit zu erhalten, und erschwerte auch die Axenwinkelmessungen.

Spec. Gew. = 3,44 (Scheerer). Professor P. T. Cleve fand an der von ihm analysirten Substanz 3,442.

Die Härte wird gewöhnlich = 5, gleich der des Apatit, angegeben; sie ist jedoch an frischen Krystallen sehr nahe 6 und an Krystallflächen ist nur sehr schwierig ein Unterschied von der Härte des Orthoklases zu erkennen.

Die chemische Zusammensetzung des Wöhlerit ist von Th. Scheerer (s. unter I), R. Hermann (II) und C. F. Rammelsberg (III) untersucht worden. Da ich über ein reichliches Material verfügte und somit vollkommen reines, aus durchsichtigem Wöhlerit bestehendes Analysenmaterial beschaffen konnte, so schien es mir wünschenswerth, noch eine neue Analyse des Minerals zu erhalten, um so mehr, als alle älteren Analysen einen nicht unbedeutenden Verlust ergeben hatten. Professor P. T. Cleve war so freundlich, auch diese mühsame Analyse zu übernehmen; seine Resultate sind im Folgenden unter IV angeführt.

	I. (Mittel)	II.	III.	IV.
Si O ₂	30,62	29,16	28,43	30,12
Ti O ₂	—	—	—	0,42
Zr O ₂	15,17	12,72	19,63	16,11
Nb ₂ O ₅	44,47*)	44,58	44,41	42,85
Ceritoxyde	—	—	—	0,66
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,48
Fe O	2,12	1,28	} 2,50	1,26
Mn O	1,55	1,52		1,00
Mg O	0,42	0,71	—	0,12
Ca O	26,08	24,98	26,18	26,95
Na ₂ O	8,08	7,63	7,78	7,50
H ₂ O	0,24	0,33	—	0,74
F	—	—	—	2,98
	98,75	99,94	98,93	101,19
				— 1,24
				99,95

*) Scheerer gab zuerst Ta₂ O₅ an, welcher Fehler später berichtigt wurde.

Cleve's Analyse ergab also das wichtige neue Resultat, dass der Wöhlerit Fluor enthält; schon Scheerer hatte ganz richtig einen Gehalt an Fluor bemerkt, glaubte aber, dass derselbe nur von Verunreinigungen herrühre, was indessen nicht der Fall ist, da die von Cleve analysirte Substanz ideal rein war.

Es fragt sich nun, wie man sich das Fluor im Mineral verbunden zu denken hat. Aus Gründen, welche beim Vergleich mit dem Hiortdahlit sich ergeben werden (s. unter Hiortdahlit), bin ich der Ansicht, dass dasselbe wahrscheinlich an Zr zu einer sauren Verbindung ZrF_2O gebunden ist. Die Verbindung $ZrF_2(OH)_2$ scheint als eine Säure fungiren zu können, deren Salze im Hiortdahlit die Salze der Niobsäure des Wöhlerit zu ersetzen scheinen. Unter dieser Voraussetzung stellt sich die Berechnung der Analyse Professor Cleve's auf folgende Weise:

Quotientenzahlen:		
SiO_2	30,12	0,5028
TiO_2	0,42	0,0052
ZrO_2	6,64	0,0542
ZrF_2O	44,24	0,0779
Nb_2O_5	42,85	0,0462
Fe_2O_3	0,48	0,0030
Ceritoxide	0,66	0,0020
FeO	4,26	0,0475
MnO	4,00	0,0443
CaO	26,95	0,4824
MgO	0,12	0,0030
Na_2O	7,50	0,1244
H_2O	0,74	0,0412

$$0,6863 = 1$$

$$0,6845 = 0,997$$

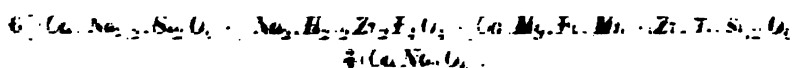
Die weitere Deutung der Analyse dürfte auf folgende Weise versucht werden können:

Fe_2O_3	0,0030	}	0,0050
Ce_2O_3	0,0020		
Na_2O			0,0050
SiO_2	0,0200		0,0200
<hr/>			
I)			0,0300 $NaFeSi_2O_6$
MnO	0,0443	}	0,0348
FeO	0,0475		
MgO	0,0030		
CaO			0,0348
TiO_2	0,0052	}	0,0696
ZrO_2	0,0542		
SiO_2	0,0402		
II)			0,4392 $Ca(Mn, Fe, Mg)(Zr, Ti, Si)_2O_6$

Nb_2O_5	0,0742	
CaO	0,0014	
SiO_2	0,4724	
III		0,9452 $\text{Nb}_2\text{Ca}_{12}\text{Si}_2\text{O}_4$
CaO	0,0462	
Nb_2O_5	0,0462	
IV		0,0924 CaNb_2O_6
Nb_2O_5	0,0462	0,0774
H_2O	0,0374	
ZrF_2O		0,0774
V		0,1536 $\text{Nb}_2\text{H}_{12}\text{Zr}_2\text{F}_2\text{O}_4$

Bes. der Analyse 0,0044 Nb_2O_5 und 0,004 H_2O entsprechend ca. 0,25% Nb_2O_5 und ca. 0,07% H_2O .

Der Wönerit würde nach dieser Deutung der Hauptsache nach bestehen aus ungefähr



Das die Einzelheiten dieser Deutung, was die Combination bestimmter Basen mit bestimmter Säure betrifft, hypothetisch sein müssen, versteht sich von selbst. Die Hauptsache, dass der Wönerit aus Metaverbindungen von Kieselsäure, Niobsäure und einer Säure $\text{ZrF}_2\text{O}(\text{H})_2$ besteht, scheint mir unzweifelhaft; eine ähnliche Auffassung hatte auch schon Kammerberg, obwohl mit dem Fluorgehalte des Wönerit unbekannt ausgesprochen*.

Leider die Ausführung der Analyse des Wönerit hat Professor Cleve folgende Bemerkungen seiner Resultate beifügt:

„Das Mineral wurde mit Salzsäure gelöst und aus dem Filtrat von der SiO_2 wurde Nb_2O_5 und ZrO_2 mit Ammoniak gefällt, worauf CaO , Nb_2O_5 etc. auf gewöhnliche Weise bestimmt wurden. Die Ammoniakfällung wurde in Schwefelsäure gelöst, auf ein geringes Volumen eingedampft und mit H_2O verdünnt, sowie schwach erwärmt. Dabei wurde Niobsäure gefällt, welche mit der unreinen Kieselsäure gemischt gewogen wurde; darauf wurde das Ganze mit Schwefelsäure und Flußsäure behandelt und Nb_2O_5 und ZrO_2 mittels Wasser getrennt. Die Lösung der Sulfate wurde mit Natriumacetat gefällt, die Fällung von ZrO_2 und Fe_2O_3 gewogen, danach gelöst, die Lösung mit Natriumbisulfit gefällt und Fe_2O_3 aus dem Filtrat vor der Fällung der Zirkonerde niedergeschlagen. Das Filtrat

* 1886 II. Die chemische Natur der Mineralien S. 84 giebt er z. B. folgende Formel für den Wönerit an: $2 \left[\frac{1}{2} \text{Nb}_2\text{O}_5 \right] + \left[\frac{1}{2} \text{Si}_2\text{O}_5 \cdot \text{ZrO}_2 \right]$

von der $(ZrO_2 + Fe_2O_3)$ -Fällung wurde zuerst mit Brom, wodurch MnO_2 erhalten wurde, dann mit Ammoniak, wodurch eine unbedeutende Menge von Ceritoxiden erhalten wurde, und endlich mit Ammoniumoxalat gefällt, wodurch eine neue Menge von CaO ausfiel. Die TiO_2 wurde colorimetrisch mittels Wasserstoffsuperoxyd bestimmt; das Fluor durch die Methode von Berzelius (in zwei getrennten Versuchen wurde 3,10 und 2,86, Mittel 2,98 erhalten); das Wasser als Glühverlust des mit Bleioxyd gemengten Minerals. Die Niobsäure wurde nach der Marignac'schen Methode mit saurem Fluorkalium auf Tantalsäure geprüft; es war aber nichts von dieser Säure zu entdecken.

Der Wöhlerit wird von einigermassen concentrirter Salzsäure, besonders in der Wärme, leicht aufgeschlossen.

Vor dem Löthrohre schmilzt er in starker Glühhitze zu einem gelblichen Glase.

Verwandtschaftsbeziehungen des Wöhlerit.

Die chemische Zusammensetzung und die krystallographischen Verhältnisse zeigen, dass der Wöhlerit als ein Glied der Pyroxengruppe (im weiteren Sinne) aufzufassen ist; seine nächsten Verwandten sind die beiden auch von unseren Gängen bekannten Zirkonpyroxene Låvenit und Hiortdahlit. Die Beziehungen des Wöhlerit und des Låvenit zu einander, zu dem gewöhnlichen Pyroxen und zum Aegirin sind aus folgender Zusammenstellung zu ersehen:

	$a : b : c$	β
Diopsid, Nordmarken (Typus I, G. Flink)	1,09423 : 4 : 0,58428;	74°34½'
do. do. (Typus V, G. Flink)	1,09497 : 4 : 0,58694;	74 42½
Aegirin, Låven (Brögger)	1,09753 : 4 : 0,60092;	73 9
Wöhlerit, Barkevik (Morton u. Brögger)	1,0536 : 4 : 0,70878;	74 3
Låvenit, Arö (Brögger)	1,0963 : 4 : 0,74509;	69 42½

Das am nächsten verwandte Glied der Pyroxengruppe, der Hiortdahlit, hat sehr nahe dasselbe Axenverhältniss, ist aber dennoch entschieden asymmetrisch statt monosymmetrisch (siehe unten).

In die Constitution des Wöhlerit geht auch in bedeutender Menge ein Metaniobat, wahrscheinlich $CaNb_2O_6$ ein; fast ein Sechstel des Minerals oder ca. 15,50% besteht daraus. Es wäre demnach zu erwarten, dass der Wöhlerit und der Columbit nicht ohne jede Analogie in krystallographischer Beziehung seien. Der nähere Vergleich zeigt nach meiner Ansicht auch, dass eine gewisse Aehnlichkeit vorhanden ist. Diese tritt noch mehr hervor, wenn man den nicht nur aus Metaniobaten, sondern daneben auch aus Metatitanaten (wie der Wöhlerit aus Metasilicaten) bestehenden Polykras zum Vergleiche heranzieht:

Wöhlerit (nach der Tschermak-Groth'schen Pyroxenstellung)	$a'' : b'' : c''$	β
Polykras (in analoger Aufstellung,*)	0,99664 : 1 : 0,33471.	89° 19'
Columbit (in do. do.)*	0,96289 : 1 : 0,30083.	
	0,81849 : 1 : 0,27379.	

Da der Polykras vollkommen den gewöhnlichen Columbitypus in seiner krystallographischen Ausbildung zeigt, scheint dieser Vergleich durch die Stellung des Polykras zwischen dem Wöhlerit und dem Columbit in hohem Grade bestätigt. Das Verhältniss der Axen $a : c$ ist ferner:

$$\begin{aligned}\text{beim Wöhlerit} &= a : c = 1 : 2,849 \\ \text{und Columbit} &= a : c = 1 : 2,968,\end{aligned}$$

also nahezu gleich. Die Nioberbindung scheint deshalb wesentlich die b -Axe verlängert zu haben.

In der That zeigen auch sowohl die gewöhnlichen nach 010) diktadelförmigen Columbitkrystalle des grönländischen Vorkommens (z. B. Fig. 13 und Fig. 3 in Schrauf's Monographie) als auch die Bodenmaier Krystalle in ihrer Formenausbildung eine nicht zu verkennende Analogie mit den Wöhleritkrystallen. Die gewöhnlichen Formen des Wöhlerit und des Columbit entsprechen einander dabei in folgender Weise:

Wöhlerit (Naumann'sche Pyroxenstellung): Columbit (nach Schrauf).

$b = \{010\}$	$a = \{100\}$
$a = \{100\}$	$b = \{010\}$
$n = \{210\}$	$y = \{160\}$
$m = \{110\}$	$m = \{130\}$
$h = \{130\}$	$g = \{110\}$
$c = \{001\}$	$k = \{011\}$
$k = \{101\}$	
$o = \{011\}$	$u = \{111\}$
$s = \{111\}$	
$p = \{111\}$	$v = \{131\}$
$x = \{211\}$	
$100 : (210) \quad 26^\circ 39'$	$= \quad 010 : (160) \quad 22^\circ 15'$
$100 : (110) \quad 44 \quad 54$	$= \quad 010 : (130) \quad 39 \quad 17$
$100 : (130) \quad 71 \quad 31$	$= \quad 010 : (110) \quad 67 \quad 54$
$011 : (010) \quad 56 \quad 45$	$= \quad (111) : (100) \quad 32 \quad 3$
$111 : (010) \quad 56 \quad 22$	

* Die Columbit- resp. Polykras-krystalle sind dabei zum Vergleiche mit dem Wöhlerit 90° um die Verticalaxe gedreht, so dass das Makropinakoid der Schrauf'schen Stellung des Columbit dem Klinopinakoid des Wöhlerit entspricht, die Schrauf'sche a -Axe ist dreimal verlängert und dann als b -Axe = 1 genommen.

(011):(400)	74° 15'	}	=	(111):(010)	75° 30'
($\bar{1}$ 11):($\bar{1}$ 00)	73 47				
(111):(010)	64 0	}	=	(131):(100)	59 54
($\bar{2}$ 11):(010)	64 46				
(111):(400)	49 58	}	=	(131):(010)	52 22
($\bar{2}$ 11):($\bar{1}$ 00)	48 49				
(111):(110)	39 34	}	=	(131):(130)	37 38
($\bar{2}$ 11):($\bar{1}$ 10)	38 43				
(001):(400)	74 3	}	=	(011):(010)	74 30
($\bar{1}$ 01):($\bar{1}$ 00)	69 48				

Jeder, welcher sich daran gewöhnt hat, morphotropischen Beziehungen nachzuspüren, wird die Verwandtschaft des Columbittypus mit dem Pyroxentypus durch diesen Vergleich wahrscheinlich finden.

Vorkommen des Wöhlerit. Der Wöhlerit gehört zu den häufigeren der seltenen Mineralien unserer Gänge. Scheerer fand ihn auf Lövö gegenüber Brevik, und in der That findet er sich auch noch heute hier an mehreren Stellen; das Hauptvorkommen des Wöhlerit ist jedoch die kleine Insel Skudesundskjær N.O. von Teineholmen bei Barkevik. Er wurde hier früher in ziemlicher Menge gefunden; jetzt ist das Vorkommen beinahe ausgebeutet. Er kommt auf dem grössten, ungefähr 2 m mächtigen Gänge dieser Insel zusammen mit folgenden Mineralien vor: Weisses Feldspath (siehe unter Feldspäthe) in dicken, oft 4 dm grossen Tafeln nach $\infty R \infty$; Eläolith, reichlich, wie der Sodalith zum grossen Theile in Spreustein umgewandelt; Cancrinit gelb und weiss, spärlich; schwarzer Glimmer, Lepidomelan (s. unter Lepidomelan) in oft grossen sechseckigen Säulen; Barkevikit, theilweise in Pterolith umgewandelt (s. unter Barkevikit und Pterolith) in oft decimeterlangen, dicken unvollkommenen Krystallen; Aegirin, stellenweise in fusslangen Strahlen; Astrophyllit und Magnetit, spärlich; Mosandrit, braun, spärlich, mit braunem Eukolit und Kataplekt (ausserdem eine eigenthümliche orangefarbige Varietät des Eukolit als grosse Seltenheit) (s. unter Eukolit); Rosenbuschit in Rosetten und Strahlen, stellenweise nicht ganz selten; ferner als Seltenheiten Orangit, Pyrochlor, Zirkon (P , $3P$, ∞P), Molybdänglanz etc.; Flussspath mit dem Wöhlerit, dem Rosenbuschit und Eukolit, zusammen stellenweise reichlich in tief violblauen Körnchen; Leukophan selten. Als letzte Bildungen die gewöhnlichen Zeolithe: Analcim, Natrolith, Thomsonit, und feine Schuppen von Hydrargillit.

Die Vertheilung der einzelnen Mineralien in der Gangmasse ist ziemlich ungleichmässig; so war die Hauptmasse des Wöhlerit im Liegenden der Gangmasse vereinigt; die Combination Aegirin, Kataplekt, Astrophyllit ist wieder für sich in einem kleinen Theile der Gangmasse localisirt u. s. w.

Der Wöhlerit kam hier früher in hübschen Krystallen, oft von mehreren Centimetern Grösse, ziemlich reichlich vor. Er zeigt sich, wie es zu erwarten war, als den früh ausgebildeten Gangmineralien angehörend, indem die Krystalle nicht nur gegen Feldspath, sondern auch gegen Glimmer und Hornblende gut ausgebildet sind. Am häufigsten sind die grösseren Tafeln dieses Vorkommens durch spätere Bewegungen der Gangmasse stark zerbrochen, bis zu einem solchen Grade, dass sie bisweilen nur einen Grus, aus mit schwarzem Glimmer gemengten Bruchstücken bestehend, zwischen den später auskrystallisirten dicken Feldspathtafeln bilden.

Auch an mehreren anderen Vorkommnissen der Barkevikscheeren kommt der Wöhlerit, obwohl im Ganzen spärlich, vor. Auf »Lamöskjär (= Låven) und Stokö«, von welchen Stellen Weibye ihn erwähnte, kenne ich denselben nur als grosse Seltenheit, ebenso von den Aröscheeren nur ganz spärlich. In der Gegend von Fredriksvärn fand ihn Weibye auf Röd-kindholmen; ich fand den Wöhlerit auf der Insel Risö bei Fredriksvärn; er kommt hier nicht in ordentlich ausgebildeten Krystallen, sondern in grossen, dünnen Tafeln ohne Seiten- und Endbegrenzung vor. Dieselben sind theilweise in eine nicht näher untersuchte grünlichviolette Substanz umgewandelt und zeichnen sich übrigens durch eine ungewöhnlich vollkommene Spaltbarkeit nach dem Klinopinakoid aus; Lamellen nach dieser Ebene zeigen eine deutliche Zwillingsstreifung.

Auch bei Laurvik ist der Wöhlerit als grosse Seltenheit vorgekommen an dem alten Fundorte des entenblauen oder grünen Eläolith (siehe unter Eläolith).

Obwohl der Wöhlerit demnach in nicht geringer Verbreitung vorgekommen ist, sind gute Krystalle desselben, nachdem die alten Hauptfundorte bei Lövö und bei Barkevik beinahe ausgebeutet sind, jetzt sehr selten zu erhalten; in den letzten zehn Jahren habe ich bis vor ganz kurzer Zeit, keinen einzigen besonders guten Krystall erwerben können. Derartige Krystalle aus alten Sammlungen sind deshalb jetzt sehr werthvoll. Nachdem das Obenstehende schon längst geschrieben war, wurde in diesem Jahre (1889) ein neues Vorkommen mit guten Wöhleritkrystallen an der Westseite der Insel Kjeö bei Barkevik entdeckt; der Gang war aber ganz klein und bei meinem Besuche (August 1889) schon vollständig ausgebeutet. An diesen Krystallen wurde auch die neue Fläche $p\{344\}$ beobachtet und aus den Zonen $[(240):(404)]$ und $[(400):(044)]$ sowie durch die Messung $[(240):(344)] = 25^{\circ} 7'$, berechnet $25^{\circ} 45'$, bestimmt. Ferner fand sich hier auch die neue Form $\omega\{764\}$ bestimmt aus den Zonen $[(040):(704)]$ und $[(404):(730)]$.

44. Hiortdahlit, W. C. Brögger.

1888. W. C. Brögger, *Nyt Mag. f. Naturv.* **81** (Separat 1888).

Am Ende des Jahres 1887 erhielt ich in einer Sendung von Mineralien aus den Gängen des Langesundfjords ein dem Wöhlerit ähnliches Mineral, welches bei näherer Untersuchung, obwohl mit dem Wöhlerit nahe verwandt, sich doch als bestimmt verschieden ergab; in der oben citirten vorläufigen Mittheilung wurden die wichtigsten krystallographischen und optischen Eigenschaften desselben mitgetheilt.

Das neue Mineral, welches sich bei der unten mitgetheilten, von Prof. P. T. Cleve ausgeführten chemischen Untersuchung auch in chemischer Beziehung besonders interessant erwies, habe ich nach meinem hochgeehrten Freunde, Professor Th. Hiortdahl in Christiania, mit dem Namen Hiortdahlit benannt.

Der Hiortdahlit bildet dünne, linealförmige Krystalle, gewöhnlich von geringer Grösse, 5 bis 40 mm lang, 2 bis 3 mm breit und oft nur hauchdünn; seltener erreichen die Krystalle eine Länge von 15 bis 20 mm bei einer Breite von 5 bis 10 mm und einer Dicke von 1 bis 2 mm.

Die Farbe dieser linealförmigen Krystalle erinnert an den Wöhlerit; die gewöhnlichen Nüancen sind strohgelb, weingelb, schwefelgelb bis honiggelb, seltener gelblichbraun. Der Glanz ist auf Krystallflächen Glasglanz, auf Bruchflächen grösserer Krystalle deutlich fettartig.

Die dünnen linealförmigen Krystalle sind durchweg äusserst rissig und spröde und niemals in unbeschädigtem Zustande aus der harten umgebenden Matrix, Feldspath, Eläolith oder Flusspath zu befreien; Messungen konnten deshalb nur an kleinen Bruchstücken oder an den im Muttergesteine sitzenden Krystallen angestellt werden.

Das Krystallsystem zeigte sich durch die optische Untersuchung, zum Unterschiede von dem Wöhlerit, sofort evident als asymmetrisch, was auch durch die Winkelmessungen bestätigt wurde; trotzdem besitzen die Krystalle bisweilen ebenfalls, wie es bei dem Wöhlerit gewöhnlich der Fall ist, einen vollständig rhombischen Habitus; dieser scheint jedoch auch hier häufig auf Zwillingbildungen zurückgeführt werden zu müssen, denn die grössere Anzahl der Krystalle zeigt einen entschieden asymmetrischen Typus.

Da die Messungen, wie erwähnt, meistens nur an kleinen Bruchstücken angestellt werden konnten, und da ausserdem gute Endflächen nur selten vorgefunden wurden, war die Feststellung der geometrischen Constanten

des Hiortdahlit recht erschwert; aus Messungen an mehr als 20 ausgesuchten Kryställchen wurden als die besten für die Bestimmung des Axenverhältnisses folgende gewählt:

- 1) $(1\bar{1}0):(100)$ $44^{\circ}59\frac{1}{2}'$ (Nr. XIV)
 45 (Nr. V)

Für die Berechnung wurde die beste dieser Messungen $44^{\circ}59\frac{1}{2}'$ benutzt.

- 2) $(0\bar{1}0):(100)$ $90^{\circ}5\frac{1}{2}'$ (Nr. XIV)
 $90\ 3$ (Nr. XV)
 $90\ 6\frac{1}{2}$ (Nr. XVI)

Für die Berechnung wurde die Messung $90^{\circ}5\frac{1}{2}'$ als die beste gebraucht.

- 3) $(1\bar{1}1):(100)$ $74^{\circ}42'$ (Nr. V)
 $74\ 42\frac{1}{2}$ (Nr. XVI)
 $74\ 43$ (Nr. XVII)
 $74\ 42\frac{1}{2}$ (Nr. XXIII)

Für die Berechnung wurde die beste Messung $74^{\circ}42'$ benutzt.

- 4) $(1\bar{1}1):(1\bar{1}0)$ $63^{\circ}53'$ (Nr. V)
 5) $(1\bar{1}1):(311)$ $44\ 34$ (Nr. V)

Alle für die Berechnung des Axenverhältnisses benutzten Messungen, an den Krystallen Nr. V und Nr. XIV, waren sehr gut; es wurde daraus erhalten (erste Aufstellung):

$$\begin{aligned} a : b : c &= 0,99805 : 1 : 0,35369 \\ \alpha &= 89^{\circ}30'57'' \\ \beta &= 90\ 29\ 6 \\ \gamma &= 90\ 6\ 40 \end{aligned}$$

Die Basis ist nach dieser Aufstellung nach vorn links geneigt.

Die beobachteten Formen des Hiortdahlit sind, auf diese Aufstellung bezogen, folgende:

$$\begin{array}{ll} \{100\} \infty \bar{P}\infty & \{101\}'\bar{P}'\infty \\ \{010\} \infty \bar{P}'\infty & \{1\bar{1}1\}'P \\ \{1\bar{1}0\} \infty'P & \{111\}P' \\ \{110\} \infty P' & \{1\bar{1}\bar{1}\}P, \\ \{2\bar{1}0\} \infty'\bar{P}2 & \{3\bar{1}1\}3'\bar{P}3 \\ \{210\} \infty \bar{P}'2 & \{311\}3\bar{P}'3 \\ \{1\bar{2}0\} \infty'\bar{P}'2 & \{31\bar{1}\}3\bar{P},3. \\ \{120\} \infty \bar{P}'2 & \end{array}$$

Ausser diesen Formen wurden an mehreren Krystallen auch noch andere, die aber nicht sicher gemessen werden konnten, beobachtet; so na-

mentlich aller Wahrscheinlichkeit nach auch $\{4\bar{1}\bar{1}\}$, P und $\{3\bar{1}\bar{1}\}3, \bar{P}3$, ausserdem aber auch spitzere Formen.

Die gewöhnlichen Combinationen sind: $\{400\}$, $\{040\}$, $\{4\bar{1}0\}$, $\{410\}$, $\{2\bar{1}0\}$, $\{210\}$ mit oder ohne $\{4\bar{2}0\}$, $\{420\}$, sowie am Ende gewöhnlich nur $\{4\bar{1}\bar{1}\}$, $\{411\}$ allein oder $\{4\bar{1}\bar{1}\}$ $\{411\}$, $\{3\bar{1}\bar{1}\}$ $\{311\}$, bisweilen auch mit den entsprechenden Pyramiden unten vorn; seltener ist $\{404\}$ am Ende vorherrschend oder allein vorhanden. Da die Krystalle, wie unten gezeigt wird, in der Regel Zwillinge sind, erscheinen die Flächen der Hinterseite selten ausgebildet. Die gewöhnlichen asymmetrisch ausgebildeten Krystalle zeigen, ausser den Flächen der Prismenzone, am Ende oft nur die Flächen $\{4\bar{1}\bar{1}\}$ $\{3\bar{1}\bar{1}\}$ oder selbst $\{4\bar{1}\bar{1}\}$ allein; wenn beide Enden ausgebildet sind, auch die entsprechenden unteren vorderen Flächen $\{41\bar{1}\}$ $\{31\bar{1}\}$, oder $\{41\bar{1}\}$ allein am unteren Ende. Die wichtigsten Combinationen sind in den Fig. 4 bis 4, Taf. XVII dargestellt.

Die Krystalle sind verlängert nach der Verticalaxe und linealartig flachgedrückt nach dem Makropinakoid; ausser dieser Fläche herrscht in der Verticalzone das Brachypinakoid vor, während sämtliche Verticalprismen gewöhnlich nur als ganz schmale Abstumpfungen auftreten.

	Berechnet:	Gemessen:
$(4\bar{1}0):(400)$	$= 44^{\circ}59\frac{1}{2}'^*$	$44^{\circ}59\frac{1}{2}'^*$ (XIV etc.)
$(410):(400)$	44 54	44 54 (XIV)
		44 55 (VIII)
$(0\bar{1}0):(400)$	90 54*	90 54* (XIV etc.)
$(040):(400)$	89 54 $\frac{1}{2}$	89 54 (XIV)
		89 55 (XVIII)
		89 52 (XX)
$(2\bar{1}0):(400)$	26 32 $\frac{1}{2}$	26 33 (XVIII)
		26 34 (XX)
		26 35 (VII)
$(210):(400)$	26 30	26 26 (II)
$(4\bar{2}0):(400)$	63 25	63 23 (II)
		63 23 (XIV)
$(420):(400)$	63 48 $\frac{1}{2}$	63 20 (XIV)
$(4\bar{1}\bar{1}):(400)$	74 42 *	74 42* (V etc.)
$(411):(400)$	74 4 $\frac{1}{2}$	74 4 (XXI)
$(4\bar{1}\bar{1}):(400)$	72 8 $\frac{1}{2}$	—
$(41\bar{1}):(400)$	72 42	72 45 (XXII)
$(4\bar{1}\bar{1}):(411)$	36 33	—
$(41\bar{1}):(4\bar{1}\bar{1})$	36 46	—
$(411):(\bar{4}\bar{1}\bar{1})$	36 50	—
$(4\bar{1}\bar{1}):(\bar{4}\bar{1}\bar{1})$	35 39 $\frac{1}{2}$	—
$(4\bar{1}\bar{1}):(0\bar{1}0)$	74 43 $\frac{1}{2}$	(74 26) (XVI)

	Berechnet:	Gemessen:
(111):(010)	72° 43½'	—
(111):(010)	71 3½'	—
(111):(010)	72 40½'	—
(311):(100)	44 43	44° 39' (V)
(111):(311)	44 34*	44 34* (V)
(111):(110)	62 53*	62 53* (V)
(101):(100)	70 4	(70°—69°) (XIX)
(001):(100)	89 34	—
(001):(010)	90 28½'	—
(001):(110)	89 49	—

Die als Basis angenommene Fläche tritt nicht als Krystallfläche auf.

Wie man aus der Winkeltabelle sieht, nähern sich die Winkelwerthe des Hiortdahlit denen des Wöhlerit sehr; wollte man den Hiortdahlit analog mit dem Wöhlerit aufstellen, wobei das Makrodoma \bar{P}, ∞ der ersten Aufstellung als Basis zu nehmen ist, indem der Krystall 180° um die Verticalaxe gedreht gedacht werden muss, so erhält man für den Hiortdahlit folgendes Axenverhältniss (zweite Aufstellung):

$$\begin{aligned} a' : b' : c' &= 1,05833 : 1 : 0,70477 \\ \alpha &= 90^\circ 29' 3'' \\ \beta &= 108^\circ 49' 30'' \\ \gamma &= 90^\circ 7' 44'' \end{aligned}$$

während das Axenverhältniss des Wöhlerit nach den neuen Messungen von C. Morton ist:

$$\begin{aligned} a : b : c &= 1,0536 : 1 : 0,70878 \\ \beta &= 71^\circ 3' (108^\circ 57'). \end{aligned}$$

Zum weiteren Vergleiche können folgende Winkel beider Mineralien dienen:

Hiortdahlit (zweite Aufstellung):		Wöhlerit (nach C. Morton):
(100):(001)	= 71° 40½'	71° 3'
(100):(101)	70 4	69 48
(100):(110)	44 54	44 54
(100):(110)	44 59½' }	

Auch die Ausbildung der Krystalle erinnert sehr an den Wöhlerit. Die Tafelebene der linealförmigen Krystalle des Hiortdahlit, das Makropinakoid, entspricht der Tafelebene des Wöhlerit, dem Orthopinakoid; die bei dem Hiortdahlit auftretenden Formen sind sämtlich auch bei dem Wöhlerit in entsprechender Ausbildung repräsentirt. Trotz dieser grossen Verwandtschaft der beiden Mineralien ist doch der Wöhlerit unzweifelhaft monosymmetrisch, der Hiortdahlit entschieden asymmetrisch.

Der asymmetrische Charakter des Hiortdahlit tritt namentlich bei der

optischen Untersuchung sofort hervor; diese liefert dann auch sichere und leichte Unterscheidungsmerkmale von dem Wöhlerit. Hinreichend dünne Schlitte nach $\{100\} \infty \bar{P} \infty$ zeigen breitere und schmälere Lamellen in Zwillingsstellung zu einander; die Begrenzungslinien der Lamellen sind in der Regel geradlinig und parallel zur Verticalaxe. Die einzelnen Lamellen löschen rechts oder links, unter einem Winkel von ca. 25° gegen die Verticalaxe, aus.

Hinreichend dünne Schlitte nach $\{010\} \infty \bar{P} \infty$ zeigen, ebenso wie die nach $\{100\} \infty \bar{P} \infty$, zahlreiche, gewöhnlich schmälere Zwillingslamellen, welche ebenso parallel der Verticalaxe begrenzt sind. Die einzelnen Lamellen löschen dabei unter einem Winkel von ca. $45\frac{1}{2}^\circ$ gegen die Verticalaxe aus.

Endlich zeigen auch Schlitte nach $\{001\} OP$ der ersten Aufstellung dieselben Zwillingslamellen, welche hier in den basischen Schlitten in der Regel parallel den Tracen des Makropinakoides scharf begrenzt sind und unter einem Winkel von ca. 2° rechts oder links von diesen Tracen auslöschen; übrigens sieht man hier auch, dass die Zwillingsindividuen einander zum Theil durchkreuzen.

An den Krystallen selbst sieht man sowohl auf dem Makropinakoid als auf dem Brachypinakoid eine Längsstreifung parallel zur Verticalaxe und rinnenförmig einspringende Winkel der Prismenflächen an den genannten Formen; dagegen liegen sowohl die Makropinakoidflächen, als auch die Brachypinakoidflächen der beiden Systeme von Zwillingsindividuen je in einer Ebene und bilden keine ein- oder ausspringende Winkel.

Combinirt man nun diese Beobachtungen, so ergibt sich leicht, dass die Krystalle des Hiortdahlit polysynthetisch zusammengesetzte, dem asymmetrischen Systeme angehörige Zwillinge darstellen nach dem Zwillingsgesetz: Zwillingsaxe die Verticalaxe, Zwillingssebene senkrecht zur Verticalaxe, Verwachsungsebene das Makropinakoid; man sieht auch leicht ein, dass nach den vorliegenden Beobachtungen nur dies eine Gesetz vorhanden ist. Ich glaubte zuerst, dass das Zwillingsgesetz zu deuten wäre als: Zwillingsaxe normal zum Makropinakoid, Zwillingssebene und Verwachsungsebene das Makropinakoid; da ich aber an den besten Krystallen, welche sich durch optische Untersuchung als Zwillinge erwiesen, keine aus- oder einspringende Winkel der Makropinakoidflächen beobachten konnte, und da die Auslöschung auf dem Makropinakoid (wie auf dem Brachypinakoid) nach beiden Seiten stattfindet, so ist dadurch bewiesen, dass das zuerst genannte Gesetz das herrschende ist; ob ausserdem auch das zweite Gesetz vorhanden ist, konnte ich an meinem Material nicht entscheiden. Bemerkenswerth ist es, dass an den Enden nicht einspringende, sondern nur ausspringende Winkel der Pyra-

midenflächen beobachtet wurden; dies beruht wohl zum Theil auf der Durchkreuzung der Individuen, durch welche auch oft eine höhere, rhombische, Symmetrie in der äusseren Begrenzung der Krystalle imitirt wird.

Es ist offenbar, dass das Zwillingsgesetz des Hiortdahlit dem gewöhnlichen Zwillingsgesetze des Wöhlerit entspricht; es scheint mir berechtigt, den Schluss daraus zu ziehen, dass deshalb vielleicht auch dies letztere in ähnlicher Weise aufzufassen ist, und also folgendermassen definirt werden muss: Zwillingssaxe die Verticalaxe, Zwillingsebene senkrecht zur Verticalaxe, Verwachsungsebene das Orthopinakoid.

Auf dem Makropinakoid des Hiortdahlit tritt die spitze Bisectrix schief aus; die der Axenebene entsprechende Schwingungsrichtung auf diesem Pinakoid bildet mit der Verticalaxe einen Winkel von ca. 65° ; auf dem Brachypinakoid tritt die stumpfe Bisectrix schief aus, und die der Axenebene entsprechende Schwingungsrichtung bildet hier mit der Verticalaxe einen Winkel von ca. $74\frac{1}{4}^\circ$. Die Schwingungsrichtung, welche auf den beiden genannten Pinakoiden den kleinsten Winkel mit der Verticalaxe bildet, nähert sich deshalb der optischen Normale. Durch Bestimmung der Aenderung der Interferenzfarben in Schliffen nach $\infty\bar{P}\infty$ und $\infty\check{P}\infty$ mittelst eines Viertelundulationsglimmerblättchens wurde constatirt, dass die spitze Bisectrix die Axe der kleinsten Elasticität, dass der Hiortdahlit also optisch positiv ist, während dagegen der Wöhlerit negative Doppelbrechung besitzt.

Was weiter die Orientirung der optischen Axenebene in Bezug auf die erste Aufstellung des Hiortdahlit betrifft, so zeigte die Untersuchung der gemessenen Krystalle, welche mit gehöriger Rücksicht auf die Zwillinglamellirung ausgeführt wurde, dass die optische Normale nach oben im linken hinteren Oktanten, die spitze Bisectrix im oberen, linken, vorderen Oktanten austritt. Die Auslöschungswinkel auf dem Makropinakoid und dem Brachypinakoid zeigen, dass die Lage der Axenebene nur wenige Grade von der Fläche ($\bar{T}T$), nach der ersten Aufstellung, abweicht.

Der Axenwinkel ist ziemlich gross; die äusserst rissige und spröde Beschaffenheit der dünnen, linealförmigen Krystalle gestattete keine Herstellung brauchbarer Platten zu Axenwinkelmessungen; sowohl auf $\infty\bar{P}\infty$ als auf $\infty\check{P}\infty$ tritt nur eine Axe aus, auf $\infty\bar{P}\infty$ am Rande des Gesichtsfeldes, auf $\infty\check{P}\infty$ ein wenig ausserhalb desselben. Die Dispersion scheint bedeutend zu sein, konnte aber nicht näher bestimmt werden. Doppelbrechung ziemlich gross; gewöhnliche Dünnschliffe geben Farben zweiter und dritter Ordnung.

Der Pleochroismus ist nicht stark; in Schliffen nach $\infty\check{P}\infty$ und nach OP ziemlich hervortretend, in Dünnschliffen nach $\infty\bar{P}\infty$ kaum bemerkbar; die Absorptionsfarben sind in Dünnschliffen von gewöhnlicher Dicke:

$$c > b > a.$$

c ist weingelb, ziemlich verschieden von b (sehr hellgelb) und a (fast farblos), die beide fast gleich sind.

Die optische Orientirung ist nach den obenstehenden Daten durchweg sehr verschieden von derjenigen des Wöhlerit; beim Wöhlerit ist die Auslöschung auf dem Orthopinakoid parallel der Axe c , auf der entsprechenden Fläche des Hiortdahlit, dem Makropinakoid, ist der Auslöschungswinkel gegen die Verticalaxe dagegen 25° ; auf der Symmetrieebene des Wöhlerit ist umgekehrt der Auslöschungswinkel ungefähr 43° , beim Hiortdahlit auf der entsprechenden Fläche, dem Brachypinakoid, nur ca. $45\frac{1}{2}^\circ$. Die optische Axenebene ist beim Wöhlerit senkrecht zur Symmetrieebene, beim Hiortdahlit dagegen sehr schief gegen das Brachypinakoid geneigt. Die spitze Bisectrix tritt zwar sowohl beim Wöhlerit als beim Hiortdahlit schief auf (400) aus, beim ersteren ist sie aber die grösste, beim letzteren die kleinste Elasticitätsaxe: Beim Wöhlerit ist der Absorptionsunterschied am grössten auf (400), kaum merkbar auf (040); beim Hiortdahlit umgekehrt am grössten auf (040), kaum merkbar auf (400) etc.

Der Hiortdahlit zeigt keine hervortretende Spaltbarkeit; in Dünnschliffen nach $\{400\} \infty \bar{P}\infty$ sieht man jedoch oft ziemlich geradlinige Spaltungsrisse nach zwei Richtungen, welche, ziemlich symmetrisch zur Verticalaxe gelegen, ungefähr einen rechten Winkel mit einander bilden; dieselben scheinen demnach zwei Domen $\{0\bar{3}4\}3'\bar{P}\infty$ und $\{034\}3\bar{P}'\infty$ nach der ersten Stellung zu entsprechen; weniger deutlich sind in der Regel Spaltungsrisse nach $\{040\} \infty \bar{P}\infty$.

Das specifische Gewicht bestimmte ich in der Rohrbach'schen Lösung zu 3,267; Prof. P. T. Cleve fand auf andere Weise 3,235. Da die Bestimmung in der Rohrbach'schen Lösung mittelst der Westphal'schen Waage mit aller Vorsicht an vollkommen reinem Material geschah, dürfte sie der besseren Methode wegen und weil sie den höheren Werth lieferte, wahrscheinlich richtiger sein, als das Mittel beider Bestimmungen 3,254.

Da die Krystalle des Hiortdahlit ja, wie oben bemerkt, gewöhnlich sehr dünn sind, war es anfänglich schwierig, hinreichendes Material des seltenen Minerals für die Analyse zu beschaffen; im Sommer 1888 gelang es mir jedoch, an Ort und Stelle eine genügende Quantität von reichen Stufen zu beschaffen, und aus ca. 40 kg derselben wurden dann die kleinen Tafeln in der nöthigen Menge ausgelesen und daraus reines Analysenmaterial hergestellt.

Die chemische Zusammensetzung des Hiortdahlit wurde an diesem gereinigten Materiale mit grösster Sorgfalt von Professor Dr. P. T. Cleve festgestellt.

Seine Analyse gab folgendes Resultat:

SiO_2	34,60
TiO_2	1,50
ZrO_2	21,48
Fe_2O_3	0,34
FeO	0,94
MnO	0,96
CaO	32,53
MgO	0,40
Na_2O	6,53
H_2O	0,58 (direct bestimmt)
F	5,83
	<hr/> 102,39
ab für O	— 2,43
	<hr/> 99,96

Der Glühverlust wurde zu 1,08 % bestimmt; da der direct gefundene Wassergehalt nur 0,58 % ausmachte, muss ein Theil des Glühverlustes, 0,50 %, aus flüchtigen Fluorverbindungen bestanden haben. Macht man die sehr wahrscheinliche Annahme, dass derselbe wesentlich aus Siliciumfluorid bestanden habe, so müsste der Kieselsäuregehalt entsprechend um 0,29 % erhöht werden. Was das Fluor betrifft, so scheint mir die von Cleve aufgestellte Vermuthung, dass »es in einer Verbindung ZrF_2 vorhanden sei, deren Hydrat $ZrF_2(OH)_2$ wahrscheinlich ebenso negativ wie $SiO(OH)_2$ sein dürfte«, ganz berechtigt*). Die Analyse würde unter diesen Voraussetzungen folgendes Aussehen erhalten:

SiO_2	34,89	0,5325	} 0,7275 = 1
TiO_2	1,50	0,0188	
ZrO_2	2,88	0,0236	
ZrF_2O	22,00	0,1526	
Fe_2O_3	0,34	0,0021	} 0,7484 = 1,028
FeO	0,94	0,0131	
MnO	0,96	0,0135	
CaO	32,53	0,5793	
MgO	0,40	0,0025	
Na_2O	6,53	0,1054	
H_2O	0,58	0,0322	
	<hr/> 100,25		

*) Wie die Berechnung zeigt, genügt der gefundene Fluorgehalt nicht, um alles Zirkonium zu einer Verbindung ZrF_2O zu sättigen, sondern ein Theil muss noch als ZrO_2 berechnet werden; für die Sättigung der ganzen Zirkoniummenge als ZrF_2O müsste noch 0,90 % Fluor gefunden worden sein.

Wie man sieht, entspricht die auf diese Weise gedeutete Analyse, wie zu erwarten war, einem Metasilicat, und zwar dem gewöhnlichen Pyroxensilicat. Die nähere Deutung der Analyse kann natürlich nur hypothetisch sein. Die Quotientenzahlen entsprechen:

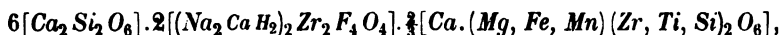
Fe_2O_3	0,0024	
Na_2O	0,0024	
SiO_2	0,0084	
I)		0,0426 $Na^III Fe Si_2 O_6$
MgO	0,0025	} 0,0582
FeO	0,0434	
MnO	0,0435	
CaO	0,0294	
ZrO_2	0,0236	} 0,0582
TiO_2	0,0488	
SiO_2	0,0458	
II)		0,4464 $Ca(Mg, Fe, Mn)(Zr, Ti, Si)_2 O_6$
CaO	0,5083	
SiO_2	0,5083	
III)		4,0466 $Ca_2 Si_2 O_6$
CaO	0,0449	} 0,1774 — 0,0248 = 0,1526
Na_2O	0,1033	
H_2O	0,0322	
ZrF_2O		0,1526
IV)		0,3052 $(Na_2 H_2 Ca)_2 Zr_2 F_4 O_4$

Rest 0,0248 (CaO , Na_2O , H_2O), entsprechend einer Ungenauigkeit der Bestimmung dieser Substanzen von je ca. 0,33 %.

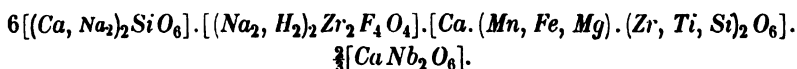
Die angenommenen Verbindungen sind zum Theil solche, die bereits in der Pyroxengruppe bekannt sind, I im Aegirin, III im Wollastonit; II entspricht dem Diopsidsilicat, nur dass die Kieselsäure theilweise durch ZrO_2 und TiO_2 ersetzt ist. Die Verbindung IV ist aus mehreren Gründen wahrscheinlich; denn die äusserst nahe Relation zum Wöhlerit zeigt, dass (da der Gehalt an SiO_2 , CaO und Na_2O im Wöhlerit und im Hiortdahlit nahezu gleich ist) der Unterschied in der Krystallform beider eben in der Ersetzung der Niobverbindung des Wöhlerit durch die äquivalente Menge einer Zirkoniumverbindung und einer Fluorverbindung begründet angesehen werden muss. Dass die Verbindung, in welcher Zirkonium und Fluor in (der Niobverbindung des Wöhlerit entsprechender) grösserer Quantität im Hiortdahlit vorhanden ist, dem gewöhnlichen Pyroxenschema genügen muss, geht aus der Krystallform hervor, und somit scheint es wohl am Nächsten zu liegen, Derivate einer Säure $ZrF_2(OH)_2$ anzunehmen, welche die Niobverbindungen im Wöhlerit er-

setzen und durch ihre morphotropische Einwirkung die Asymmetrie des Hiortdahlit hervorgebracht haben.

Der Hiortdahlit würde nach der obenstehenden Deutung, wenn wir von den in untergeordneter Menge auftretenden Verbindungen absehen, bestehen aus ungefähr:



während der Wöhlerit nach Cleve's neuester Analyse (s. oben S. 362) gedeutet werden kann als hauptsächlich bestehend aus:



Was die Ausführung der Analysen des Hiortdahlit betrifft, so bemerkt Professor Cleve in seinem Briefe darüber Folgendes:

»Das Mineral gelatinirt leicht mit Säuren. Durch Controlversuche wurde die Richtigkeit der einzelnen Bestimmungen der Analyse bestätigt. Der Titansäuregehalt wurde colorimetrisch bestimmt mittels Wasserstoff-superoxyd. Zirkonerde und Kalk, welche mit Ammoniak nicht getrennt werden können, indem recht viel Kalk mit der Zirkonerde durch Ammoniak gefällt wird, wurden deshalb mittels Natriumhyposulfit und Natriumacetat — in beiden Fällen mit übereinstimmendem Resultate — getrennt.«

»Vor dem Löthrohre schmilzt der Hiortdahlit ziemlich leicht zu einem gelbweissen Email. Mit Phosphorsalz erhält man eine farblose Perle mit Kieselsäureskelett. Mit CaF_2 und KHSO_4 keine Reaction auf Borsäure.«

Der Hiortdahlit ist nach dem Obenstehenden, wie man sieht, in chemischer Beziehung sehr interessant, indem der Vergleich mit dem Wöhlerit jedem Unbefangenen, welcher die Ergebnisse der krystallographischen Gesetze richtig zu würdigen versteht, unzweifelhaft beweisen muss, dass das Zirkonium in der Pyroxengruppe als negatives Element und äquivalent mit anderen negativen Elementen (z. B. Silicium) auftreten kann; nicht weniger interessant ist es, dass hier in der Pyroxengruppe auch eine fluorhaltige Verbindung zum ersten Male nachgewiesen wurde, deren Constitution wahrscheinlich in der von Cleve vorgeschlagenen Weise zu deuten ist. Wie gewöhnlich hat auch im vorliegenden Falle der Fluor-gehalt recht kräftige morphotropische Wirkungen ausgeübt. Es ist in dieser Beziehung von Interesse, dass in derjenigen Abtheilung der Pyroxenfamilie, zu welcher der Wöhlerit, der Låvenit und der Rosenbuschit gehört, der Abtheilung der Zirkon-Pyroxene, mit dem Hiortdahlit auch ein asymmetrisches Glied bekannt geworden ist. Die beiden oben angeführten Aufstellungen des Hiortdahlit entsprechen eben den beiden gewöhnlichen Aufstellungen der Pyroxene, die erste der Tschermak'schen, die zweite der Naumann'schen. Es ist dies auch die Ursache, weshalb bei der ersteren Aufstellung diese so gewählt wurde, dass die Basis nach

links vorn geneigt ist, wodurch mir die morphotropischen Beziehungen zu den übrigen Gliedern der Pyroxengruppe vielleicht am besten berücksichtigt schienen.

Der Hiortdahlit kam nicht ganz spärlich auf einem kleinen, kaum 1 dm mächtigen Gange an der Nordseite der Insel »Mittel-Arö« vor; die Gangmasse bestand aus weissen Feldspäthen, schwarzem Glimmer und ein wenig Eläolith sowie Hiortdahlit als Hauptmineralien; ausserdem in geringerer Menge Melinophan, Homilit, Titanit in kleinen tiefbraunen Krystallen, Flussspath, Molybdänglanz, Zeolithe etc. Diese Gangmasse hat entschieden den Charakter eines Gesteinsanges, sie ist ziemlich gleichmässig mittelkörnig, seltener von etwas gröberem Korn, aber durch und durch massig und oft mit einer ausgesprochenen fluidalen gestreiften trachytoiden Structur, wobei namentlich auch die linealförmigen Krystalle des Hiortdahlit häufig in grossen Striemen mit ihrer Längsrichtung der Ganggrenze parallel angeordnet sind; sie sind dabei auch häufig geknickt, gebogen und wieder von der Gangmasse verkittet. Häufig sind die Krystalle, wie die des Wöhlerit, mit Flussspath durchwachsen; das Analysenmaterial war sorgfältig an flussspathfreien Handstücken ausgesucht und enthielt, wie die mikroskopische Untersuchung zeigte, keine Spur davon. Dies Zusammenvorkommen mit Flussspath, welches für alle auf unseren Gängen auftretenden an Zirkonerde reichen Mineralien charakteristisch ist, dürfte gewiss auch für die Erklärung ihrer Bildung von grösster Bedeutung sein.

Bei der Zersetzung liefert der Hiortdahlit eine nicht näher untersuchte ledergelbe Substanz.

45. Rosenbuschit, Brögger.

1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. Förhandl. 9, 254.

Unter einer Anzahl Stufen unserer Gänge, welche mir für meine Arbeit aus der Sammlung des Reichsmuseums zur Untersuchung anvertraut waren, befand sich auch eine alte Stufe mit einer deutschen gedruckten Etikette, welche von dem Mineralienhändler Wiborg in Brevik stammen dürfte; die Etikette lautete: »Radiolith (Natrolith), Brevig in Norw.« Die nähere Untersuchung zeigte, dass hier ein neues Mineral vorlag, von welchem ich jedoch schon vor vielen Jahren Stufen gesammelt hatte, ohne früher das Mineral näher beachtet zu haben. Später habe ich dann von dem Vorkommen ein grösseres Material zusammengebracht.

Die Stufen des Hauptvorkommens bestehen aus einer bedeutenden Anzahl verschiedener Mineralien: Aegirin in grünscharzen Krystallen, schwarzem Glimmer auch in Krystallen, Hornblende (Barkevikit) und sogenanntem Pterolith, weissem Feldspath (Mikroclinmikroperthit), graugrünem Eläolith, oft randlich in dichten hellgrauen Sodalith umgewandelt, Spreustein, ferner Zirkon in mit violblauem Flussspath gemengten körnigen Massen, zum Theil mit Krystallflächen, Wöhlerit, braunem Eukolit und einem eigenthümlichen, orange gefärbten Eukolitmineral (s. u. Eukolit), ferner Spuren von Tritomit, Leukophan, Hydrargillit, Molybdänglanz etc. etc.

Unter allen diesen Mineralien zeigte sich nun das neue Mineral, welches ich nach meinem hochgeehrten Freunde Professor Dr. H. Rosenbusch »Rosenbuschit« nennen will, zuerst auskrystallisirt; es bildet nämlich radialstrahlige Massen, deren einzelne Nadeln von dem Centrum der dünn- oder dickerstrahligen sphäroidischen Krystallgruppen aus nach allen Seiten hin in die umgebenden Mineralien hineinragen und diese durchsetzen. Die Länge der einzelnen Strahlen oder wenigstens der Radius der sphäroidischen Krystallgruppen ist oft 1—2 cm, während die einzelnen Krystallnadeln höchstens $\frac{1}{2}$ mm dick sind; oft bilden sie nur filzige Massen. Da die einzelnen Krystalle nur an den, aus der radialstrahligen Masse in die angrenzenden Mineralien hineinragenden Enden mit Krystallflächen versehen sind, so bot die krystallographische Untersuchung derselben nicht gewöhnliche Schwierigkeiten dar.

Zuerst wurde durch mehrere Längsschliffe constatirt, dass die Stengel durchgehends parallel mit ihrer Längsrichtung auslöschten; die Querschnitte zeigten ferner, dass die Krystalle monosymmetrisch und wie diejenigen des



Epidot, Wollastonit oder Pektolith, nach der Orthoaxe verlängert sind (Taf. XX Fig. 4).

In der Zone der Orthoaxe wurden drei Flächenpaare beobachtet, welche, des Vergleichs mit dem vielleicht verwandten Pektolith wegen, als $a = \{100\}\infty P\infty$, $c = \{001\}0P$ und $s = \{\bar{2}04\}2P\infty$ aufgefasst werden sollen; ausserdem wurde an zwei Kryställchen eine Prismenfläche beobachtet, welche wieder für denselben Zweck als $\{540\}\infty P\frac{1}{2}$ betrachtet werden soll; dieselbe konnte nur an einem Krystall gemessen werden.

An zwei sehr kleinen abgelösten Bruchstücken (I und II) wurde gemessen:

	I.	II.	Berechnet:
$(004):(\bar{2}04) =$	$67^{\circ}39'$	$67^{\circ}2' - 70^{\circ}26'$	} $68^{\circ}6'$
$(00\bar{4}):(\bar{2}0\bar{4}) =$	$67\ 32$	—	
$(400):(\bar{2}0\bar{4}) =$	$34\ 38$	$33\ 40$	$33\ 44$
$(004):(400) =$	$*78\ 43$	$78\ 4$	$*78\ 43$
$(004):(\bar{5}40) =$		$*52\ 8$	$*52\ 8$
$(400):(\bar{5}40) =$		$*42\ 28$	$*42\ 28$

Man erhält hieraus das Axenverhältniss:

$$a : b : c = 1,4687 : 1 : 0,9776$$

$$\beta = 78^{\circ}43'.$$

Dasselbe ist nicht sehr genau in Folge der Beschaffenheit der sehr innig und nur subparallel verwachsenen feinen Strahlen, welche die Absonderung einzelner Kryställchen nicht erlaubte; auch war ich zuerst etwas im Zweifel darüber, ob die übrigens sehr glänzende Seitenfläche eine kleine Prismenfläche oder die Abdruckfläche eines angrenzenden Glimmerkrystalles sei; da indessen die Krystallnadelchen des Rosenbuschit überall durch die Glimmerplatten hindurchragen und also früher als diese auskrystallisirt sein müssen, schien es mir bei näherer Beobachtung völlig berechtigt, die betreffende Prismenfläche als eine wirkliche Krystallfläche aufzufassen, um so mehr, als sie so genau in der Zone $[(400):(040)]$ liegt, wie man es von der unvollkommenen Ausbildung des Kryställchens erwarten konnte, und besonders, weil sie mit einer der herrschenden Prismenflächen des Pektolith übereinstimmt.

Die oben gewählte Aufstellung der Krystalle ist dieselbe, welche zum Vergleich des Pektolith mit dem Wollastonit dient, wenn diesem letzteren die von G. vom Rath angenommene Stellung gegeben wird. Die nach dieser bei dem Pektolith herrschenden Formen sind bekanntlich $\{100\}\infty P\infty$, $\{004\}0P$ und $\{304\}3P\infty$; während bei dem Rosenbuschit neben den beiden ersten $\{\bar{2}04\}2P\infty$ auftritt; hierzu ist jedoch zu bemerken, dass erstens bei dem Wollastonit sowohl $2P\infty$ als $3P\infty$ auftreten, ferner dass ich in der Orthodomenzone des Rosenbuschit auch andere Domen als $2P\infty$ beobachtet

habe, ohne jedoch dieselben durch Messungen bestimmen zu können. Die Form $\{540\} \infty P\frac{1}{2}$ hat zwar kein einfaches Zeichen, doch ist hier zu berücksichtigen, dass auch beim Pektolith nur die Prismen $\{540\} \infty P\frac{1}{2}$, $\{340\} \infty P\frac{1}{2}$ und $\{140\} \infty P\frac{1}{2}$ auftreten, also sämtliche Formen, welche mit dem Wollastonit verglichen weniger einfache Zeichen erhalten*). Im Ganzen ist demnach die krystallographische Analogie mit Pektolith ganz befriedigend. Vergleichen wir die Axenverhältnisse des Rosenbuschit, des Pektolith und des Wollastonit nach dieser gemeinsamen Aufstellungsweise**), so erhalten wir:

	<i>a</i>	: <i>b</i> :	<i>c</i>	<i>β</i>
Wollastonit	1,05317	: 1 :	0,96766	84° 30' 41" (G. vom Rath)
Pektolith	1,0723	: 1 :	0,9369	84 37
Rosenbuschit	1,1687	: 1 :	0,9775	78 43

Es ist also, wie wir sehen, namentlich der Winkel β , welcher beträchtlich verschieden ist; andererseits nähert sich dieser Werth mehr demjenigen der normalen Pyroxene.

Ausser den oben erwähnten wurden noch einige andere kleine Kryställchen gemessen; sie zeigten dieselben Formen der Orthodiagonalzone; es verdient jedoch bemerkt zu werden, dass für den Winkel $(001):(\bar{2}01)$ in den meisten Fällen Winkel von 67°—68° erhalten wurden, so dass der berechnete Werth 68° 6' wahrscheinlich zu hoch ist.

Wie der Wollastonit und der Pektolith (und übrigens auch andere nach der Orthoaxe verlängert ausgebildete Mineralien, der Epidot, der Piemontit etc.), zeigt auch der Rosenbuschit Spaltbarkeit nach mehreren Flächen der Orthodiagonalzone, vollkommen nach der Basis (wie beim Pektolith), etwas weniger vollkommen nach dem Orthopinakoid (Pektolith), und endlich unvollkommen auch nach $2P\infty$. Namentlich die Spaltbarkeit nach der Basis tritt in Dünnschliffen im Querschnitte der Krystalle als scharfe Risse hervor.

Die Härte wurde zu 5—6 bestimmt. Spec. Gew. = 3,30 (Br.); 3,315 (Professor Cleve); das Mineral sinkt demnach ganz langsam in der schwersten Thoulet'schen Lösung.

Die optische Orientirung ist in dem Schema Taf. XX Fig. 5 dargestellt.

Die optische Axenebene steht senkrecht zur Symmetrieebene und bil-

*) Da sowohl beim Pektolith, als beim Rosenbuschit das Prisma $\{110\} \infty P$ bei dieser Auffassung fehlt, würde es nach meiner Ansicht zwar eigentlich natürlicher sein, das oben als $\infty P\frac{1}{2}$ angeführte Prisma selbst als ∞P zu betrachten und diese Form als dem Grundprisma ∞P des Wollastonit entsprechend anzusehen, indem die allerdings recht bedeutenden Winkelunterschiede dann auf morphotropische Wirkungen zu beziehen sein dürften.

**) Dana, Des Cloizeaux und Greg haben andere Aufstellungsweisen für den Pektolith gebraucht; ich habe deshalb nach den Winkelangaben Greg's das obige Axenverhältniss berechnet.

det mit der Verticalaxe einen Winkel von ca. 120° — 140° *) im spitzen Winkel β der Axen a und c . Sowohl in Querschnitten (nach der Symmetrieebene), als in Längsschnitten, parallel der Orthoaxe und unter ca. 77° gegen die Verticalaxe geschnitten, tritt eine Mittellinie aus; die spitze Bisectrix scheint mit der Orthoaxe parallel zu sein, was jedoch nicht absolut sicher entschieden werden konnte, weil der scheinbare Axenwinkel, welcher in den sehr kleinen Platten nicht gemessen werden konnte, um beide Mittellinien so gross ist, dass die Austrittspunkte der Axen ausserhalb des Gesichtsfeldes des Polarisationsmikroskopes liegen; der wahre Axenwinkel muss demnach wohl ziemlich nahe 90° oder jedenfalls sehr gross sein. Aus dem erwähnten Grunde konnte auch weder die Art der Dispersion, noch der optische Charakter sicher ermittelt werden. Da mittels eines Glimmerblättchens entschieden wurde**), dass die mit der Orthoaxe zusammenfallende Elasticitätsaxe die grösste ist, dürfte der Rosenbuschit wahrscheinlich optisch negativ sein, da die Orthoaxe die spitze Bisectrix zu sein scheint. Die Doppelbrechung muss recht stark sein, denn selbst in ganz dünnen Platten sind die Interferenzfarben lebhaft. Die Körperfärbung des Rosenbuschit ist hell orangegrau (Radde's internationale Farbenscala Nr. 34, o—s); die Absorption ist nicht bedeutend, der Pleochroismus sehr wenig hervortretend; in Schnitten parallel der Symmetrieebene ist die Absorption grösser für die parallel der optischen Normale (b) schwingenden Strahlen; in Schnitten senkrecht zur optischen Axenebene und parallel der Orthoaxe ist die Absorption für die parallel dieser Axe (a) schwingenden Strahlen geringer als für die senkrecht zu derselben schwingenden. Die Absorption ist also für $c > b > a$.

Durch seine optischen Verhältnisse unterscheidet sich der Rosenbuschit im Dünnschliffe deshalb ohne Schwierigkeit sowohl von dem Epidot, als von dem Wollastonit, mit welchen beiden Mineralien er verwechselt werden könnte; denn bei diesen ist ja die optische Axenebene nicht wie beim Rosenbuschit senkrecht, sondern parallel zur Symmetrieebene, und ferner sind beim Epidot die parallel der Orthoaxe schwingenden Strahlen am stärksten absorbirt. Vom Pektolith, welcher wie der Rosenbuschit die Axenebene senkrecht zur Symmetrieebene hat, unterscheidet sich der letztere (ausser durch sein grösseres specifisches Gewicht und im Dünnschliffe durch die Winkel der Spaltungsflächen in Schliffen nach der Symmetrieebene) durch die Auslöschungswinkel, indem die stumpfe Bisectrix nach Des Cloizeaux beim Pektolith fast senkrecht zur Basis austritt. Auch ist beim

*) In der vorläufigen Mittheilung in Geol. Fören. Förhandl. hat sich durch einen Irrthum die Angabe 86° eingeschlichen.

**) In einem Dünnschliffe senkrecht zu der nicht mit der Orthoaxe zusammenfallenden Bisectrix nahmen bei Parallelstellung der Orthoaxe und der Längsaxe des Glimmerblättchens die Interferenzfarben ab von roth zu orange, von orange zu hellgelb etc.

THE UNITED STATES OF AMERICA

DEPARTMENT OF THE INTERIOR
BUREAU OF LAND MANAGEMENT

WASDC
WASHINGTON, D. C.

TO THE SECRETARY OF THE INTERIOR
FROM THE DIRECTOR OF THE BUREAU OF LAND MANAGEMENT
SUBJECT: [Illegible]

1. [Illegible]
2. [Illegible]
3. [Illegible]
4. [Illegible]
5. [Illegible]
6. [Illegible]
7. [Illegible]
8. [Illegible]
9. [Illegible]
10. [Illegible]
11. [Illegible]
12. [Illegible]
13. [Illegible]
14. [Illegible]
15. [Illegible]
16. [Illegible]
17. [Illegible]
18. [Illegible]
19. [Illegible]
20. [Illegible]
21. [Illegible]
22. [Illegible]
23. [Illegible]
24. [Illegible]
25. [Illegible]
26. [Illegible]
27. [Illegible]
28. [Illegible]
29. [Illegible]
30. [Illegible]
31. [Illegible]
32. [Illegible]
33. [Illegible]
34. [Illegible]
35. [Illegible]
36. [Illegible]
37. [Illegible]
38. [Illegible]
39. [Illegible]
40. [Illegible]
41. [Illegible]
42. [Illegible]
43. [Illegible]
44. [Illegible]
45. [Illegible]
46. [Illegible]
47. [Illegible]
48. [Illegible]
49. [Illegible]
50. [Illegible]
51. [Illegible]
52. [Illegible]
53. [Illegible]
54. [Illegible]
55. [Illegible]
56. [Illegible]
57. [Illegible]
58. [Illegible]
59. [Illegible]
60. [Illegible]
61. [Illegible]
62. [Illegible]
63. [Illegible]
64. [Illegible]
65. [Illegible]
66. [Illegible]
67. [Illegible]
68. [Illegible]
69. [Illegible]
70. [Illegible]
71. [Illegible]
72. [Illegible]
73. [Illegible]
74. [Illegible]
75. [Illegible]
76. [Illegible]
77. [Illegible]
78. [Illegible]
79. [Illegible]
80. [Illegible]
81. [Illegible]
82. [Illegible]
83. [Illegible]
84. [Illegible]
85. [Illegible]
86. [Illegible]
87. [Illegible]
88. [Illegible]
89. [Illegible]
90. [Illegible]
91. [Illegible]
92. [Illegible]
93. [Illegible]
94. [Illegible]
95. [Illegible]
96. [Illegible]
97. [Illegible]
98. [Illegible]
99. [Illegible]
100. [Illegible]



SiO_2	34,36
ZrO_2	20,10
TiO_2	6,85
Fe_2O_3	1,00
Ceritoxyde (?)	0,33
MnO	1,39
CaO	24,87
Na_2O	9,93
F	5,83
	<hr/> 104,66
O	— 2,45
	<hr/> 99,21

»Die grössten Unterschiede dieser und der ersten Analyse finden sich theils bei der Bestimmung der Ceritoxyde, theils in dem Verhältnisse zwischen ZrO_2 und TiO_2 . Wahrscheinlich ist in der ersten Analyse als »Lanthanoxyd mit Spuren von Cer und Didym« ein Gemenge von Fluorcalcium mit etwas ZrO_2 aufgeführt worden. Der Unterschied im relativen Verhältnisse zwischen ZrO_2 und TiO_2 ist nicht auffallend, weil keine genauere Methode zur Bestimmung der TiO_2 , als auf colorimetrischem Wege mittels Wasserstoffsuperoxyd, bis jetzt bekannt ist.«

»Bei der Zusammenstellung der beiden Analysen muss der aller Wahrscheinlichkeit nach unrichtig angegebene Gehalt von » La_2O_3 «, ebenso der wahrscheinlich nur aus Siliciumfluorid herrührende Glühverlust ausgeschlossen werden. Da der Gehalt an Fluor sehr nahe demjenigen ist, welcher erfordert wird, um mit Zirkonium eine Verbindung ZrOF_2 zu geben, so ist das Fluor als auf diese Weise gebunden angeführt.«

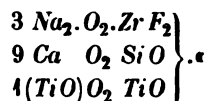
»Das Mittel beider Analysen wird dann unter diesen Voraussetzungen:

SiO_2	34,44	0,5240
ZrOF_2	22,09	0,1534
ZrO_2	0,67	0,0055
TiO_2	7,22	0,0925
$\text{Fe}_2\text{O}_3^*)$	1,07	0,0067
Ceritoxyde (?)	0,33	—
MnO	1,62	0,0234
CaO	25,12	0,4486
Na_2O	10,04	0,1619
	<hr/> 99,60	

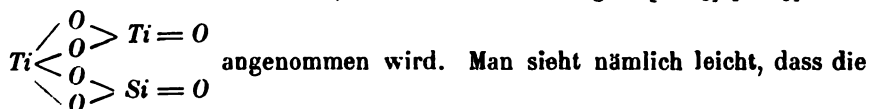
»Die Summe der Quotienten für SiO_2 , ZrOF_2 , ZrO_2 und TiO_2 ist 0,7754, für die übrigen Oxyde 0,6403. Es zeigt sich demnach ein bedeutender

*) Für die Bestimmung des Oxydationsgrades des Eisens fehlte das Material.

Ueberschuss von negativen Oxyden über die Anforderungen eines Metasilicates. Dieser Ueberschuss kann unmöglich auf Fehler der Analyse bezogen werden; denn wenn diese auch natürlich nicht sehr strengen Anforderungen entsprechen kann, so war die Uebereinstimmung der verschiedenen Bestimmungen doch allzu gross, um so bedeutende Unterschiede zu erlauben. Die Summe der Quotienten der positiven Oxyde $= 0,6403$ verhält sich zur Summe der Quotienten für SiO_2 , $ZrOF_2$, $ZrO_2 = 0,6839$ ebenfalls nicht sehr nahe wie 4 : 4, und hierbei bliebe die gesammte Menge von TiO_2 übrig mit dem Quotienten 0,0925. Man könnte nun vielleicht daran denken, dass das Titan theilweise als Ti_2O_3 in die Zusammensetzung des Minerals eingehe; diese Annahme scheint mir aber nicht wahrscheinlich. Dagegen wäre es vielleicht nicht undenkbar, dass eine Verbindung $(TiO)_2TiO$, entsprechend Ca_2O_2SiO , vorhanden sein könnte. Unter dieser Voraussetzung wäre die Formel des Rosenbuschit in runden Zahlen ungefähr:



Soweit Professor Cleve. Zu seinen Bemerkungen habe ich nur wenig beizufügen. Ich muss mit ihm darin einverstanden sein, dass meine frühere Deutung der ersten Analyse, wobei der Titangehalt theilweise als Ti_2O_3 aufgefasst wurde, weniger wahrscheinlich ist in Anbetracht der ganz hellen Farbe des Minerals, indem die Salze des Ti_2O_3 ja durchgehends stark gefärbt scheinen. Dagegen scheint mir wieder die Auffassung Cleve's, dass vielleicht eine Verbindung $(TiO).[TiO_3]$ vorhanden wäre, besser derartig modificirt werden zu können, dass eine Verbindung $Ti.[TiO_3].[SiO_3]$ oder



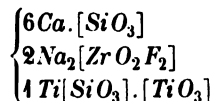
Differenz zwischen der Summe der Quotienten von SiO_2 , $ZrOF_2$ und $ZrO_2 = 0,6839$ und der Summe der Quotienten von CaO , Na_2O , MnO und $FeO^*) = 0,6403$, d. i. 0,0436, ziemlich genau einer der Gruppe $Ti.[TiO_3].[SiO_3]$ genügenden Menge SiO_2 entspricht, indem dafür 0,0454 (entsprechend 2,72% SiO_2) anstatt 0,0436 (entsprechend 2,64 SiO_2) erforderlich wäre.

Das Verhältniss zwischen ZrO_2 , F und $Na_2O = 4 : 4,93 : 4,02$ entspricht fast genau einer Verbindung $(Na_2)_2Zr_2O_4F_4$; die Summe der Quotientenzahlen der Basen CaO , MnO und FeO ist wieder sehr genau dreimal so gross als die von Na_2O ; endlich ist die angenommene Verbindung

^{*}, Fe_2O_3 ?

$Ti[SiO_3].[TiO_3]$ ziemlich genau im Verhältniss 4 : 2 zu dem Natriumfluor-zirkonat vorhanden.

Eine Zusammensetzung des Rosenbuschit aus



erfordert:

	Berechnet:	Gefunden:	
SiO_2	34,89	34,44	
$ZrOF_2$	22,99	22,09	{
ZrO_2	—	0,67	
TiO_2	8,49	7,22	
Fe_2O_3 (oder FeO)	—	4,07 = 0,34 CaO	{
MnO	—	4,62 = 1,28 CaO	
CaO	26,74	25,12	
Na_2O	9,89	10,04	
	<hr/> 400,00	<hr/> 99,27	

Die Uebereinstimmung der berechneten und der gefundenen Werthe ist, wie man sieht, ganz befriedigend.

Ich will endlich noch hinzufügen, dass jeder Versuch, den Rosenbuschit als ein basisches Orthosilicat, analog mit den Mineralien Mosandrit und Johnstrupit der Epidotgruppe (s. oben S. 82 f.) aufzufassen, sich als ganz unmöglich erwies; auch die krystallographische Annäherung an die Mineralien der Epidotgruppe ist zu gering, um einen Vergleich zu ermöglichen.

Die beiden ersten oben angenommenen Verbindungen entsprechen, wie leicht ersichtlich, den im Wollastonit und im Pektolith vorhandenen Metasilicaten, nur dass die Natriumverbindung bei dem Rosenbuschit nicht ein Metasilicat, sondern ein Metafluozirkonat ist; nur in geringerer Menge tritt noch eine neue Verbindung, vielleicht $Ti[SiO_3].[TiO_3]$, ein Metasilicotitanat hinzu. Die beiden ersten vorherrschenden Silicate haben, wie gewöhnlich, hauptsächlich die Krystallform bestimmt.

Wie wir sehen, bietet der Rosenbuschit demnach sowohl in seiner Krystallform, als in seiner Zusammensetzung hinreichende Analogien mit dem Pektolith, um die Auffassung desselben als einen Zirkon-Pektolith zu rechtfertigen. Es ist dies ein recht interessantes Ergebniss der Untersuchung unserer Gänge, dass wir also auf denselben nicht nur drei mit den gewöhnlichen nach der Verticalaxe verlängert ausgebildeten Pyroxenen analoge Zirkon-Pyroxene, nämlich: den Lavenit, den Wöhlerit und den asymmetrischen Hiortdahlit, sondern auch einen, den nach der Orthoaxe verlängerten, an Kalk und Natron reichen Pyroxenen der Wollastonitreihe entsprechenden »Zirkon-Pektolith« entdecken konnten. Diese Glieder der

Pyroxengruppe sind auch deshalb interessant, weil sie unzweideutig beweisen, dass in diesen natürlichen Verbindungen die Zirkonsäure und namentlich Fluozirkonsäure die Kieselsäure ersetzt.

Der Rosenbuschit schmilzt recht leicht vor dem Löthrohre und färbt dabei die Flamme intensiv gelb. Er giebt kein Wasser im Kolben ab. Von Salzsäure wird er leicht zersetzt.

Das Hauptvorkommen des Rosenbuschit ist der bekannte Fundort des Wöhlerit: Skudesundsskär bei Barkevik, wo er mit den oben genannten Mineralien zusammen ziemlich spärlich vorkommt. Ausserdem habe ich übrigens den Rosenbuschit auch an mehreren anderen Vorkommnissen, welche reichlich Eukolit und andere ZrO_2 -haltige Mineralien führen, als Seltenheit vorgefunden, so an mehreren Scheeren bei Barkevik, auf Brat-holmen, selbst an dem Eudidymitvorkommen auf Ober-Arö.

Es dürfte sehr wahrscheinlich sein, dass die durch den oben erwähnten verstorbenen Mineralienhändler Wiborg in Brevik als Radiolith bezeichneten Stufen theilweise aus Rosenbuschit bestehen und deshalb gewiss in verschiedenen älteren Sammlungen unter dem genannten Namen verbreitet sind.

46. Polymignyt, Berzelius.

4824. J. Berzelius, K. Sv. Vet. Akad. Handl. **2**, 338 u. Pogg. Ann. **3**, 205.
 4825. W. Haidinger, Edinb. journ. of sc. No. 6.
 — N. B. Möller, Mag. f. Naturv. S. 230.
 4826. G. Rose, Pogg. Ann. **6**, 506.
 4837. A. Lévy, Descript. d'une coll. d. min. etc. London 1837, **3**, 447.
 4844. Fr. Alger, Mineralogy b. Wm. Phillips 5th ed. S. 181.
 4848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. **22**, 543.
 4850. R. Hermann, Journ. f. pr. Ch. **50**, 484.
 4855. L. Frankenheim, Pogg. Ann. **95**, 394.
 4857. N. B. Möller, Nyt Mag. f. Naturv. **9**, 489.
 4858. A. Breithaupt, Berg- u. Hüttenm. Zeit. **17**, 62.
 4860. A. E. Nordenskiöld, Pogg. Ann. **110**, 254.
 4868. J. D. Dana, Min. S. 523. (Auch in früheren Ed.)
 4875. C. F. Rammelsberg, Mineralchemie S. 370. (Auch in Monatsber. d. Berl. Akad. 1874, S. 597.)

Dieses zuerst von Tank entdeckte und von J. Berzelius beschriebene Mineral war bis jetzt nur unvollständig bekannt; da ich in einer alten, für die Hochschule von Stockholm angekauften Sammlung ein gutes Material an Krystallen dieses so seltenen Minerals vorfand, habe ich dasselbe für die vorliegende Arbeit einer erneuerten Untersuchung unterworfen.

Die Krystalle des Polymignyt sind, wie bekannt, nach der gewöhnlichen Aufstellung parallel der Verticalaxe stark verlängert und meist auch nach $\{100\}\infty\bar{P}\infty$ linealförmig plattgedrückt; die Dimensionen sind in der Regel unbedeutend, 2—4 mm Breite, $\frac{1}{4}$ —2 mm Dicke, bei bisweilen 50 mm Länge; gewöhnlich sind sie jedoch viel kürzer. Ein ungewöhnlich dicker und grosser Krystall befindet sich in der Sammlung der Universität Kopenhagen.

In der Verticalzone, parallel der Längsaxe der Krystalle, sind ausser den beiden Pinakoiden auch mehrere Prismen vorhanden; am Ende herrscht eine Pyramide, welche als Grundpyramide genommen werden kann, vor; ausserdem treten häufig eine oder zwei andere Pyramiden in der stumpferen Polkantenzone der vorherrschenden Pyramide und sehr regelmässig, obwohl untergeordnet, auch die Basis auf.

Die Flächen der Verticalzone sind längsgestreift und ihre Flächenbeschaffenheit für genauere Messungen in der Regel ungenügend. Besser sind die Pyramidenflächen ausgebildet, weshalb die Messungen dieser auch für die Bestimmung des Axenverhältnisses zu Grunde gelegt wurden.

Aus einer grösseren Anzahl ausgesuchter Krystalle zeigten sich nur drei für etwas genauere Messungen brauchbar; an einem derselben wurden die sehr guten Werthe:

$$(111):(\bar{1}\bar{1}1) = 65^{\circ}44\frac{1}{2}'$$

$$(111):(1\bar{1}1) = 45 \quad 9$$

erhalten, aus welchen das Axenverhältniss (I):

$$a : b : c = 0,74205 : 1 : 0,542405.$$

Auf dies Axenverhältniss bezogen, erhalten die beobachteten Formen folgende Zeichen:

$a = \{100\} \infty \bar{P} \infty$	$b = \{010\} \infty \check{P} \infty$
$l = \{210\} \infty \bar{P} 2$	$p = \{111\} P$
$m = \{110\} \infty P$	$o = \{131\} 3 \check{P} 3 \text{ (neu)}$
$s = \{120\} \infty \check{P} 2$	$v = \{232\} \frac{1}{2} \check{P} \frac{1}{2} \text{ (neu)}$
$t = \{140\} \infty \check{P} 4$	$c = 0P \text{ (neu).}$

	Berechnet:	Gemessen:	
$(111):(\bar{1}\bar{1}1) =$	$*65^{\circ}44\frac{1}{2}'$	$*65^{\circ}44\frac{1}{2}'$	(II)
$(111):(1\bar{1}1) =$	$*45 \quad 9$	$*45 \quad 9$	(II)
$(111):(11\bar{1}) =$	$97 \quad 7$	—	
$(111):(100) =$	$57 \quad 22\frac{1}{2}$	$57 \quad 27$	(I)
$(111):(010) =$	$67 \quad 25\frac{1}{2}$	—	
$(111):(004) =$	$44 \quad 26\frac{1}{2}$	$44 \quad 29$	(II)
$(111):(110) =$	$48 \quad 33\frac{1}{2}$	$(47 \quad 30)$	(II)
$(131):(\bar{1}31) =$	$42 \quad 51$	—	
$(131):(\bar{1}3\bar{1}) =$	$102 \quad 33$	$102 \quad 33$	(II)
$(131):(13\bar{1}) =$	$61 \quad 3$	—	
$(131):(100) =$	$68 \quad 34\frac{1}{2}$	—	
$(131):(010) =$	$38 \quad 43$	—	
$(131):(004) =$	$59 \quad 28\frac{1}{2}$	—	
$(232):(\bar{2}32) =$	$59 \quad 24$	—	
$(232):(\bar{2}3\bar{2}) =$	$63 \quad 54$	—	
$(232):(\bar{2}3\bar{2}) =$	$86 \quad 50$	—	
$(232):(100) =$	$60 \quad 18$	—	
$(232):(010) =$	$58 \quad 3$	$(57 \quad 0)$	(III)
$(232):(004) =$	$46 \quad 35$	—	
$(110):(1\bar{1}0) =$	$70 \quad 54$	—	
$(110):(100) =$	$35 \quad 27$	$\left\{ \begin{array}{l} 35 \quad 50 \text{ (I)} \\ 35 \quad 4 \text{ (I)} \\ 35 \quad 13 \text{ (II)} \\ 35 \quad 26 \text{ (II)} \end{array} \right\}$	$35^{\circ}23'$
$(210):(\bar{2}\bar{1}0) =$	$39 \quad 12$	—	
$(210):(100) =$	$49 \quad 36$	—	
$(120):(\bar{1}20) =$	$109 \quad 54$	—	
$(120):(100) =$	$54 \quad 55\frac{1}{2}$	$55 \quad 2$	(II)

	Berechnet:	Gemessen:
$(120):(010) =$	$35^{\circ} 41'$	$34^{\circ} 51' \text{ (II)}$
$(140):(\bar{1}\bar{4}0) =$	$141 \ 18$	—
$(140):(100) =$	$70 \ 39$	—
$(140):(010) =$	$19 \ 21$	$19 \ 21 \text{ (II)}$

Die Abweichungen von den älteren Messungen G. Rose's sind recht bedeutend, indem nach diesem die Polkantenwinkel der Grundpyramide $63^{\circ} 38'$ und $43^{\circ} 32'$ messen sollten. Da meine Messungen mit dem Reflexionsgoniometer an gut spiegelnden Flächen ausgeführt wurden, wobei namentlich die zu Grunde gelegten Messungen befriedigend schienen, darf ich das obige Axenverhältniss als entschieden besser ansehen.

Die gewöhnlichen Combinationen des Polymignyt sind:

1) $\{100\}$ stark vorherrschend, daneben $\{110\}$, $\{120\}$, seltener auch $\{440\}$, mit $\{111\}$ und $\{001\}$ am Ende, seltener mit $\{111\}$ allein.

2) Dieselben Flächen wie in der vorigen Combination, aber ausserdem die Flächen von $\{131\}$ und $\{232\}$ oder nur die eine oder die andere dieser Formen (Taf. XX Fig. 43 u. 44).

Das Prisma $\{210\} \infty \bar{P}2$ habe ich an meinen Krystallen nicht beobachtet; dagegen sind die Formen $\{131\}$, $\{232\}$ und $\{001\}$ neu.

Der Polymignyt zeigt keine deutliche Spaltbarkeit; im Gegentheile ist der Bruch gewöhnlich vollkommen muschelrig, was schon auf Molekularumlagerung in eine amorphe Substanz deutet. Dies wird durch die Untersuchung von Dünnschliffen bestätigt, indem diese sich vollständig isotrop zeigten mit sehr tiefbrauner Farbe. Die Farbe der Krystalle selbst ist glänzend schwarz; im Bruche, wie namentlich auf Krystallflächen, ist der Glanz halbmatt, ja an letzteren bisweilen fast metallisch. Der Polymignyt wird deshalb auch erst in ganz dünnen Schliffen durchscheinend mit tiefbrauner Farbe. Strich braun.

Härte = 6 bis 6,5. Specifisches Gewicht wird verschieden angegeben von 4,77—4,85.

Ein von A. Lévy beschriebenes Mineral, welches durch ein Prisma von $64^{\circ} 50'$, eine Pyramide und ein Brachydoma charakterisirt wurde, kann nicht Polymignyt gewesen sein; seine Messungen führen nämlich auf ein Axenverhältniss $a : b : c = 0,635 : 1 : 1,260$, welches kaum mit demjenigen des Polymignyt in Einklang zu bringen ist. Sollte dieses Mineral vielleicht mit einem zweiten, schon von P. Weibye erwähnten Minerale unserer Gänge, nämlich von Svenör, welches nach der Beschreibung Weibye's in Tafeln vorkommen sollte, identisch sein? Weibye nahm dies Mineral wohl ohne hinreichenden Grund für Polykras. Die mir zugänglichen Originalstufen Weibye's zeigen von Svenör nur gewöhnlichen Polymignyt.

Die chemische Zusammensetzung des Polymignyt war bis jetzt nur aus der alten, der Zeit ihrer Publication wegen natürlich nur ganz un-

vollkommenen Analyse von Berzelius bekannt. Da es mir wünschenswerth schien, eine neue Untersuchung darüber zu erhalten, sammelte ich mit grosser Mühe theils aus verschiedenen alten, für die Hochschule von Stockholm erworbenen Suiten, theils durch freundliche Hülfe der Herren Professor Fr. Johnstrup in Kopenhagen, Professor M. Websky in Berlin und Professor H. Rosenbusch in Heidelberg ein für eine neue Analyse genügendes Material (ca. 3 g); welches nachher sorgfältig gereinigt wurde.

Professor C. W. Blomstrand in Lund war so freundlich, die Ausführung dieser aussergewöhnlich mühsamen Analyse zu unternehmen. Die Resultate seiner Untersuchung sollen unten mit seinen eigenen Worten angeführt werden:

»Die erste, und so viel ich weiss, noch einzige Analyse des Polymignyt verdanken wir Berzelius (1824). Das Ausbleiben einer späteren Untersuchung des interessanten Minerals erklärt sich wohl nur aus dem sparsamen Vorkommen desselben.

»Die Untersuchung eines Minerals, wie der Polymignyt, ist immer noch mit ganz besonderen Schwierigkeiten verknüpft, vor Allem was die Trennung der Zirkonerde von den verwandten Säuren betrifft. Zur Zeit, als Berzelius seine Analyse ausführte, gab es natürlich noch gar keine Möglichkeit, diese Schwierigkeiten zu überwinden. Berzelius hebt auch selbst besonders hervor, dass seine Analyse nur als vorläufig und der Hauptsache nach qualitativ zu betrachten wäre. Wenn also von einer genaueren quantitativen Bestimmung abgesehen wird, so kann es mit vollem Rechte heissen, dass sich die Angaben von Berzelius bestätigt haben; dass die damals noch unbekannte Niobsäure bei seinen Versuchen mit der Titansäure zusammenfallen musste, braucht kaum erwähnt zu werden*). Berzelius fand bei seiner Analyse:

TiO_2	46,3
ZrO_2	14,4
Fe_2O_3	12,2
CaO	4,2
MnO	2,7
Ceritoxyde	5,0
Yttererden	11,5

neben Spuren von MgO , K_2O , SiO_2 , SnO_2 . Summa 96,3.

»Als Mittel von vier Analysen, darunter zwei vollständigen (mit 0,540, 0,442, 0,4775 und 0,6253 g Mineral ausgeführt), habe ich gefunden:

*) Die Löthrohrversuche von Brush zeigten zuerst, dass wahrscheinlich Tantal-säure oder Niobsäure als wesentlicher Bestandtheil in die Zusammensetzung eingeht, was zu Berzelius' Zeit natürlich unbekannt sein musste.

Sauerstoffverhältniss:			
SiO_2	0,45	0,240	0,063
TiO_2	18,90	7,560	2,000
SnO_2	0,45	0,034	0,008
ZrO_2	29,74	7,793	2,064
Nb_2O_5	11,99	3,579	1,044
Ta_2O_5	1,35	0,243	
ThO_2	3,92	0,472	0,125
Ce_2O_3	5,94	0,862	1,183
$(La, Di)_2O_3$	5,43	0,746	
$(Y, E)_2O_3$	2,26	0,478	
Al_2O_3	0,19	0,088	
Fe_2O_3	7,66	2,298	
FeO	2,08	0,462	0,826
MnO	4,32	0,298	
CaO	6,98	1,994	
MgO	0,16	0,064	
PbO	0,39	0,028	
K_2O	0,77	0,134	0,066
Na_2O	0,59	0,152	
H_2O	0,28	0,249	
<hr/>		100,19	

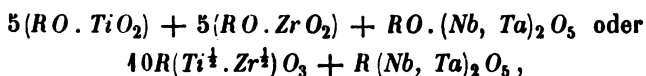
Nach dem oben Angeführten ist das Sauerstoffverhältniss:

$$\text{bei } RO : (Nb, Ta)_2O_5 : (Ti, Sn, Si)O_2 : ZrO_2 \\ 2,436 : 1,044 : 2,074 : 2,064.$$

Wenn, ohne erhebliche Abweichung, statt dieser Zahlen geschrieben wird:

$$2,2 : 4 : 2 : 2 \quad \text{oder} \\ 11 : 5 : 10 : 10$$

so ergibt sich von selbst als wahrscheinliche Formel des Minerals:



also Metazirkonotitanat mit einer geringen Menge von Metatantaloniobat.

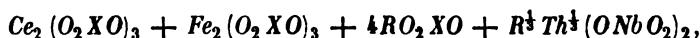
»Würde die Thorerde als Säure aufgefasst, so wäre diese einfache Formel nicht zulässig (bei dem Verhältnisse: 2,044 : 4,044 : 2,074 : 2,186 statt der oben angeführten etwa: 40RO, 40 $\frac{1}{2}$ RO₂, Nb₂O₅), ebenso würde die umgekehrte Annahme der Zirkonerde als Base zu einer sehr ungewöhn-

lichen Formel führen (etwa $24RO$, $5TiO_2$, Nb_2O_5 oder mit Zirkonyl ZrO allerdings besser: $16RO$, $5TiO_2$, Nb_2O_5).

Das sehr einfache Verhältniss zwischen Titan und Zirkonium (4 : 4), sowie dasjenige zwischen jedem von beiden und $(Nb, Ta) = 5 : 2$ ergab sich schon aus der Formel. Ta und Nb verhalten sich wie 4 : 15.

Betreffs der basischen Bestandtheile findet sich nach dem Sauerstoffverhältnisse 3,00 : 3,13 : 0,62 : 4,10 ungefähr: $4(Ce, La)_2O_3$, $4Fe_2O_3$ und $\frac{1}{3}ThO_2$ auf $4RO$.

Es liesse sich demnach schreiben, wenn $X = (Ti, Zr)$:



natürlich ohne jeden Anspruch auf eine völlig richtige Vertheilung der Basen und Säuren. — — —

Die Uebereinstimmung der Analysen Blomstrand's mit der berechneten Zusammensetzung ist, wenn auch der geringe H_2O -Gehalt als chemisch gebundenes Wasser aufgefasst wird, sehr vollkommen. Der so niedrige Wassergehalt zeigt mit grosser Wahrscheinlichkeit, dass bei der amorphen Umwandlung nur eine molekulare Umlagerung, kein Substanztausch stattgefunden hat.

Die aus Blomstrand's Analyse hervorgehende Zusammensetzung des Polymignyt zeigt, dass derselbe in chemischer Beziehung mit dem Aeschynit nahe verwandt ist; auch dieser besteht nämlich vorherrschend aus Metasäuren von Niobsäure und Titansäure, obwohl in anderen Verhältnissen, wobei ferner Zirkonsäure fehlt, und die Basen wesentlich aus Yttererden bestehen.

Es dürfte dieser chemischen Analogie wegen berechtigt sein zu untersuchen, ob auch in krystallographischer Beziehung eine nähere Analogie besteht. Schon Frankenheim und später J. E. Dana haben auf Grund der Rose'schen Messungen einen Vergleich mit dem Aeschynit versucht. Dana nimmt dabei die oben als Makropinakoid betrachtete Fläche zur Basis, die oben als Basis genommene Fläche zum Makropinakoid und ferner die Grundpyramide P als $2P_2$ nach seiner Aufstellung*). Die auf diese Weise erhaltene Vergleichung scheint jedoch wenig natürlich, indem ja eine morphologische Eigenthümlichkeit von hervorragender Bedeutung, nämlich die vorherrschende Verlängerung der Polymignytkrystalle nach der oben als Verticalaxe genommenen Axe beim Vergleich mit den ebenfalls in der Regel nach der Verticalaxe verlängerten Aeschynitkrystallen, dabei nicht berücksichtigt worden ist.

Es scheint deshalb vielmehr naturgemäss, eine andere Grundlage beim

* S. auch Rammelsberg, Monatsber. d. Berl. Akad. 1871, S. 597.

Vergleiche der beiden Mineralien zu wählen; in der That findet man, dass die Pyramiden $p\{111\}$ des Aeschynit und $o\{131\}$ des Polymignyt nahe übereinstimmende Winkel zeigen. Für die Pyramide p etc. des Aeschynit habe ich früher gefunden *):

Aeschynit:	Polymignyt:
$(111):(\bar{1}\bar{1}1) = 42^\circ 46'$	$(131):(\bar{1}31) = 42^\circ 54'$
$(111):(\bar{1}11) = 98^\circ 24'$	$(131):(\bar{1}\bar{3}1) = 102^\circ 33'$
$(130):(\bar{1}30) = 69^\circ 22\frac{1}{2}'$	$(110):(\bar{1}\bar{1}0) = 70^\circ 54'$

Nimmt man also die Pyramide $o\{131\}$ des Polymignyt als Grundpyramide, so erhält man das Axenverhältniss (II):

$$a' : b' : c' = 0,46813 : 1 : 0,71922,$$

welches von dem früher von mir für den Aeschynit gefundenen Axenverhältniss:

$$a : b : c = 0,4846 : 1 : 0,6725$$

nicht allzu verschieden ist.

Die oben angeführten Formen des Polymignyt verwandeln sich auf dieses Axenverhältniss bezogen in:

$c = \{001\} 0P$	$m = \{130\} \infty \check{P}3$
$a = \{010\} \infty \check{P} \infty$	$l = \{160\} \infty \check{P}6$
$b = \{100\} \infty \bar{P} \infty$	$o = \{111\} P$
$t = \{130\} \infty \bar{P}\frac{1}{2}$	$v = \{122\} \check{P}2$
$s = \{230\} \infty \check{P}\frac{1}{2}$	$p = \{133\} \check{P}3.$

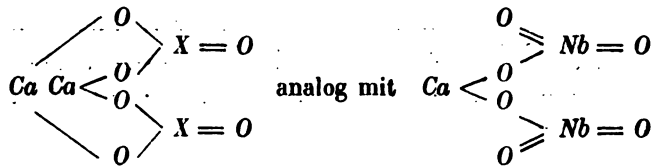
Die Tafelebene ist bei dieser Stellung dieselbe wie bei den Aeschynitkrystallen von Hitterö, bei welchen auch die Verticalzone eine Anzahl Prismen zeigt, unter denen $\infty \check{P}3$, wie bei den Polymignytkrystallen, vorherrscht. Es scheint deshalb diese Aufstellung der Polymignytkrystalle zum Vergleiche mit dem Aeschynit vorgezogen werden zu müssen.

Ausser Verbindungen $\overset{II}{R}_2 X_2 O_6$ (wo $X = Zr, Ti, Si$) findet sich im Polymignyt auch in geringerer Menge das Metaniobat $\overset{II}{R} Nb_2 O_6$; beide Verbindungen ersetzen einander gewiss hier wie bei den Zirkonpyroxenen als gleichwerthige Verbindungen, z. B.:



oder vielleicht:

*) Diese Zeitschr. 8, 482.



Die Verbindung $\overset{\pi}{R}(Nb, Ta)_2 O_6$ ist die herrschende bei den Mineralien der Columbitgruppe; bei den ebenfalls derselben angehörigen Mineralien Polykras, Euxenit etc. spielen übrigens auch die Verbindungen $R_2 Ti_2 O_6$ eine hervortretende Rolle. Dies zeigt, dass die Mineralien der Columbitgruppe und die der Aeschynitgruppe wahrscheinlich auch krystallographisch verwandt sein müssen. Mehrere Autoren, wie z. B. Hermann, Breithaupt u. A. haben deshalb auch versucht, den Columbit und den Polymignyt in krystallographischer Beziehung zu vergleichen. Es ist indessen sehr schwierig, genügende Vergleichspunkte für eine derartige Zusammenstellung bei diesen Mineralien zu finden. Offenbar ist der gewöhnliche Columbitypus der granitischen Pegmatitgänge, wie wir denselben an dem Columbit von Bodenmais, Moss etc., dem Euxenit von Arendal, dem Polykras von Hitterö etc. vorfinden, ein sehr constanter, welcher mit dem Polymignyttypus wenig gemeinsam hat; selbst wenn recht bedeutende morphotropische Aenderungen zu Hülfe genommen würden, ist doch keine bemerkenswerthe Aehnlichkeit in der Formenausbildung oder in den Winkeln nachweisbar. Dagegen liesse sich vielleicht der Columbit von dem Vorkommen der Fluormineralien von Ivigtut auf Grönland besser mit dem Polymignyt vergleichen. Die Zone der a -Axe des grönländischen Columbit (nach der gewöhnlichen Schrauf'schen Aufstellung desselben) dürfte ihrer Beschaffenheit nach der gestreiften Verticalzone des Polymignyt entsprechen; die Basis des Columbit würde demnach dem Makropinakoid des Polymignyt, das Makropinakoid des Columbit der Basis des Polymignyt entsprechen. Stellen wir also die oft nach der a -Axe der Schrauf'schen Stellung ausgezogenen grönländischen Columbite analog mit dem Polymignyt senkrecht auf, so verwandelt sich das Axenverhältniss des Columbit

$$\begin{array}{l}
 a : b : c = 0,4074 : 1 : 0,3347 \\
 \text{in} \quad a' : b' : c' = 0,3347 : 1 : 0,4074 ;
 \end{array}$$

wird hier ferner die neue a -Axe verdoppelt, so erhält man:

$$a'' : b'' : c'' = 0,6694 : 1 : 0,4074,$$

welches von dem Verhältniss (I) des Polymignyt

$$a : b : c = 0,7120 : 1 : 0,5121$$

nicht allzu verschieden ist. Die Pyramide s des Columbit entspricht dabei p des Polymignyt, die Pyramide π des Columbit v des Polymignyt; die Pyramiden s und π gehören bei dem grönländischen Columbit nach Schrauf

zu den charakteristischeren Flächen *). Die Winkel dieser Pyramiden sind nach Schrauf verglichen mit denen des Columbit:

Columbit:	Polymignyt:
$s : c = 60^{\circ} 35'$	$p : a = 57^{\circ} 22\frac{1}{2}'$
$s : a = 36 \ 14$	$p : c = 44 \ 26\frac{1}{2}$
$s : b = 70 \ 49$	$p : b = 67 \ 25\frac{1}{2}$
$\pi : c = 62 \ 33$	$v : a = 60 \ 18$
$\pi : a = 40 \ 47$	$v : c = 46 \ 35$
$\pi : b = 62 \ 26$	$v : b = 58 \ 3$
$k : b = 74 \ 30$	$l : b = 70 \ 24$

Ich führe diese Zusammenstellung mit aller Reserve an; dieselbe kann keineswegs als mit einiger Sicherheit zutreffend angesehen werden. Die Zonen $k : b$ des Columbit und $l : b$ des Polymignyt scheinen einander zu entsprechen; soviel ist noch einigermaßen wahrscheinlich, alles Andere ist unsicher. In der That machen die Consequenzen, welche aus dieser Zusammenstellung des Columbit und des Polymignyt folgen, wenn beide Mineralien wieder mit den Mineralien der Pyroxenreihe verglichen werden (siehe unter Wöhlerit), die ganze Zusammenstellung sehr fraglich. Es scheint vorläufig naturgemässer, den Polymignyt und den Aeschynit als eine isolirte Reihe, welche nicht auf den so mannigfach variirten Pyroxentypus (zu welchem nach meiner Ansicht auch der Columbit in weiterem Sinne gehört) mit Sicherheit bezogen werden kann, zu betrachten.

Vorkommen. Der Polymignyt ist eines der seltensten Mineralien unserer Gänge. In der Gegend von Laurvik oder auf den zahlreichen Gängen in der Gegend des Langesundfjords habe ich denselben niemals mit Sicherheit angetroffen; nur von den plattenförmigen Gängen der Umgegend von Frederiksvärn ist er bekannt (zusammen mit Pyrochlor, Zirkon etc., auf Gängen, deren Hauptmasse aus Natronorthoklas, Hornblende und Magnet-eisen, mit oder ohne Eläolith, besteht). Das Hauptvorkommen, ein Gang in der Nähe des Militärkrankenhauses der Stadt Fredriksvärn, war nach Scheerer schon bei seinem Besuche (1842, s. Neues Jahrb. f. Min. 1843, S. 643) ausgebeutet; in neuerer Zeit ist der Polymignyt nur äusserst selten angetroffen worden, sowohl bei Fredriksvärn, als auf der Insel Svenör. Bemerkenswerth ist es, dass der Polymignyt bisweilen auch im Gesteine selbst ausserhalb der Gänge vorkommt, was 1875 von Herrn Dr. H. Reusch und mir am Fusse des Blockhausberges bei Fredriksvärn beobachtet wurde.

Die Stufen aus alten Sammlungen, die ich gesehen habe, zeigen den

*) Die Formen $s = \{221\}2P$, $\pi = \{221\}3P\frac{1}{2}$ kommen nur bei dem grönländischen Columbit vor; $k = \{041\}P\infty$, welches der Form l des Polymignyt entspricht, ist dagegen beim Columbit überhaupt nicht selten.

Polymignyt immer als einen der zuerst auskrystallisirten Bestandtheile der Gangmassen; nur der Apatit dürfte vielleicht älter sein. Die langen Lineale des Polymignyt sind dabei oft geknickt, gebogen und wieder von den später gebildeten Gangmineralien verkittet; bisweilen sieht man die Theile eines zerbrochenen Krystalles bedeutend gegen einander verschoben.

In den letzten zehn Jahren ist kaum eine einzige Stufe mit Polymignyt mehr gefunden worden.

Ausser von Norwegen wird der Polymignyt auch von verschiedenen Localitäten in Mähren angeführt*). Inwiefern dies Vorkommen in der That wirklich Polymignyt gewesen ist, muss ich dahin gestellt sein lassen.

*) S. v. Zepharovich, Mineral. Lexikon etc. 1, 321; die Angabe nach Kolenati, Die Mineral. Mährens und Oesterr.-Schlesiens, Brünn 1854. Kolenati's Arbeit ist mir nicht zugänglich gewesen.

Hornblendegruppe.

47. Tremolit. (?)

Eine einzige kleine Stufe mit wenigen, hellbräunlichgrauen, einige Centimeter grossen Krystallen einer Tremolit-ähnlichen Hornblende erhielt ich in diesem Jahre (1889) aus einem unbekannten Vorkommen (bei Barkevik?). Da die kurzprismatischen Krystalle von Eudnophit-Analcim bedeckt waren, scheint die Zugehörigkeit zu der Mineralassociation unserer Gänge nicht wohl bezweifelt werden zu können, obgleich das Aussehen dieser hell gefärbten Hornblende ein ganz fremdartiges ist.

Die Krystalle sind nur von $\{110\} \infty P$, $\{100\} \infty P\infty$, $\{010\} \infty P\infty$ und am Ende von $\{111\}P$ begrenzt. Die Spaltbarkeit wie gewöhnlich vollkommen nach ∞P .

Die Farbe dieser Hornblende nähert sich am meisten derjenigen gewisser Anthophyllite; die Krystalle sind jedoch geometrisch, wie optisch, entschieden monosymmetrisch (Auslöschungswinkel in der Symmetrieebene 16° — 17°). Eine genauere Untersuchung konnte ich an dem unzureichenden Materiale nicht ausführen.

48. Arfvedsonit, Brooke.

1887. W. C. Brügger, Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. 9, 269.

Der echte typische Arfvedsonit war früher von den Gängen des norwegischen Augitsyenit nicht bekannt; zwar haben sowohl Hausmann, als nach ihm andere Verfasser den Arfvedsonit als bei Fredriksvärn vorkommend erwähnt (darnach auch z. B. in Naumann-Zirkel's Lehrbuche erwähnt), und ich hatte selbst ebenfalls früher die Hornblende der Augitsyenite für Arfvedsonit angesehen. Der Vergleich mit dem echten grönländischen Arfvedsonit hat mir aber gezeigt, dass die gewöhnlichen Hornblendevarietäten der norwegischen Augitsyenite und ihrer Gänge zwar mit dem Arfvedsonit nahe verwandt, nicht aber identisch sind.

In 1882 entdeckte ich zuerst in den massigen Augitsyeniten selbst, namentlich in verwandten granitischen Gesteinen in der Gegend von Christiania (Sognsvand, Nordmarken etc.) und auf Eker den typischen Arfvedsonit als Gesteinsbestandtheil. Dann brachte mir 1884 auch Herr G. Flink von einer Reise nach dem Langesundfjord kleine, gut ausgebildete Arfvedsonitkrystalle aus dem Natronkataplektvorkommen auf der Insel Klein-Arö.

Krystalle von Arfvedsonit wurden zum ersten Male von J. Lorenzen (1884) beschrieben*). Er fand an denselben die gewöhnlichen Formen der Hornblende: $\{110\} \infty P$, $\{010\} \infty R\infty$, $\{111\} P$, $\{021\} 2R\infty$ und $\{001\} OP$ und mass folgende Winkel: $(110):(1\bar{1}0) = 56^\circ 23' - 55^\circ 12'$ (an Spaltstücken $55^\circ 38'$), $(110):(010) = 62^\circ 22'$, $(021):(010) = 60^\circ 12'$. Lorenzen gab aber selbst an, dass die Ausbildung der Krystalle keine genauen Messungen erlaubt hätten; auch waren die von ihm untersuchten Krystalle gross und zum Theil sehr gross (bis 9 Zoll lang).

Da es mir von Interesse schien, die grönländischen Krystalle des typischen Arfvedsonit mit den norwegischen vergleichen zu können, erhielt ich durch die grosse Liberalität des Herrn Professor Fr. Johnstrup ein reichliches Material der grönländischen Vorkommnisse zur Untersuchung anvertraut; dasselbe war zum grossen Theile von K. J. V. Steenstrup auf seinen Reisen in Grönland gesammelt worden.

Die grönländischen Krystalle scheinen nach dem mir vorliegenden, von Johnstrup erhaltenen Materiale von zwölf Krystallen durchgehends nach der Verticalaxe prismatisch verlängert, zum Theil als sehr lange Prismen. Die von mir beobachteten Formen sind:

*) Meddelelser von Grönland 2, 48; auch in Min. Mag. 5, 53 und Referat in dieser Zeitschr. 7, 606.

$$\begin{array}{ll}
 a = \{100\} \infty P \infty & r = \{111\} P \\
 b = \{010\} \infty R \infty & k = \{111\} - P \\
 m = \{110\} \infty P & i = \{131\} 3R3 \\
 c = \{001\} 0P & z = \{021\} 2R \infty \\
 t = \{201\} 2P \infty
 \end{array}$$

Man kann an den grönländischen Krystallen folgende Typen unterscheiden, welche jedoch alle das gemeinsam haben, dass sie nach der c -Axe prismatisch sind und in der Regel ∞P und $\infty R \infty$ in der Prismenzone ungefähr im Gleichgewicht ausgebildet zeigen.

Typus 1. Am Ende ausschliesslich das Klinodoma $\{021\} 2R \infty$; dieser Habitus fand sich an einem Krystalle von Siorarsuit, Tunugdliarfik.

Typus 2. Krystalle von diesem Typus zeichnen sich durch die Combination ∞P , $\infty R \infty$, $2R \infty$ und P aus; ganz untergeordnet, bisweilen als äusserst schmale Abstumpfungen $\infty P \infty$, ausserdem $0P$ und $3R3$. An den meisten Krystallen finden sich ausschliesslich die zuerst genannten vier Formen. Je nachdem am Ende

a) $\{021\} 2R \infty$,

oder b) $\{111\} P$

vorherrschend ist, erhalten die Krystalle wieder ein etwas verschiedenes Aussehen. Das erstere scheint nach dem mir vorliegenden Materiale gewöhnlich an den Krystallen von Siorarsuit der Fall zu sein, findet sich aber auch an Krystallen von Kangerdluarsuk und von Kumernit bei Tunugdliarfik. Das letztere zeigte ein einziger Krystall von Kangerdluarsuk, bei welchem zugleich ∞P in der Verticalzone vorherrschend war.

Typus 3. Charakterisirt durch ein wenig tafelförmige Ausbildung nach $\infty R \infty$ und am Ende durch die Formen $2P \infty$ und $0P$ vorherrschend, während $2R \infty$ und P ganz untergeordnet auftreten; fand sich an einem kleineren Krystalle von Tunugdliarfik.

Typus 4. Ein ungefähr 7 cm langer, $1\frac{1}{4}$ cm dicker Krystall (etikettirt: »Grönland«) war durch das Vorherrschen der Pyramide $-P$ am Ende, nur mit schmaler Abstumpfung durch $2R \infty$, ausgezeichnet; in der Verticalzone, wie gewöhnlich, ∞P und $\infty R \infty$ in Gleichgewicht.

Zwillinge.

Lorenzen hatte Zwillinge mit dem »Orthodoma« als Zwillingsebene erwähnt; diese Angabe, welche offenbar durch einen lapsus calami sich eingeschlichen hatte, ist leider schon in die Literatur übergegangen (siehe z. B. Naumann-Zirkel's Mineralogie 42. Aufl., S. 672), und ich benutze deshalb die Gelegenheit, dieselbe zu berichtigen. Das bei dem Arfvedsonit auftretende Zwillingsgesetz ist nämlich das bei den Hornblenden gewöhnliche: »Zwillingsebene das Orthopinakoid«. An dem mir zur Untersuchung anvertrauten Materiale fanden sich Zwillinge von zwei Typen:

Typus 5. Am Ende $2R\infty$ allein, ohne einspringende Winkel; diese Krystalle entsprechen also den Typen 1 und 2 der einfachen Krystalle; mehrere Exemplare von Siorarsuit und eines von Kangerdluarsuk.

Typus 6. Ein ausgezeichneter Zwilling von diesem Typus, 6 cm lang, ungefähr $4\frac{1}{2}$ cm dick und breit, mit ∞P und $\infty R\infty$ im Gleichgewicht, am Ende mit $-P$ und $2R\infty$, also dem Typus 4 der einfachen Krystalle entsprechend, war wie dieser nur »Grönland« ohne näher Fundortangabe etikettirt.

Im Vergleiche mit diesen prächtigen grossen grönländischen Krystallen von Arfvedsonit sind die von Herrn G. Flink auf Klein-Arö gefundenen Krystalle ganz winzig, nur 1—4 mm gross; sie zeigen zwar dieselben Formen wie die grönländischen: $\infty R\infty$, $\infty P\infty$, ∞P , $0P$, P und $2R\infty$, sind aber zum Unterschiede von diesen nicht nach der Verticalaxe verlängert, sondern dünntafelförmig nach $\{040\}\infty R\infty$. Am Ende herrscht gewöhnlich die Basis vor (s. Taf. XVI Fig. 3).

Diese kleinen Krystalle, welche gegen Analcim und Albit ausgebildet waren, sind schwarz und stark glänzend, mit gut spiegelnden Flächen. Jedoch sind sie bisweilen parallel dem Klinopinakoid polysynthetisch aggregirt in nicht genau paralleler Orientirung, was die Messungen weniger genau macht, zudem sind die Prismenflächen sowie das Orthopinakoid bisweilen etwas gestreift.

Aus den besten Messungen:

$$(110):(1\bar{1}0) = 56^{\circ} 5' \text{ (II)}$$

$$75 \ 38 \text{ (I)}$$

$$(100):(001) = 75 \ 46\frac{1}{2} \text{ (I)}$$

$$75 \ 49 \text{ (V)}$$

$$\text{Mittel} \quad \overline{75 \ 44\frac{1}{2}}$$

$$(\bar{1}\bar{1}1):(010) = 74 \ 6 \text{ (I)}$$

wurde berechnet:

$$a : b : c = 0,54957 : 1 : 0,29751$$

$$\beta = 75^{\circ} 44\frac{1}{2}'.$$

Folgende Tafel der Messungen der besten Krystalle giebt einige Vorstellung über die Güte derselben und die Uebereinstimmung mit den berechneten Werthen; zum Vergleiche sind nebenbei die entsprechenden Winkel der Hornblende vom Aranyer Berge nach Franzénau und von vesuvischer Hornblende nach Des Cloizeaux angeführt.

	Berechnet	Beobachtet				Hornblende	
		I.	II.	V.	VI.	Des Cloiz.	Franzenau
(110):(110)	*56° 5'	56° 40½'	*56° 5'	56° 9'	*56° 5'	55° 49'	55° 44'
(110):(040)	61 37½	61 48	61 51	61 45	61 47	62 6	62 8
(110):(100)	38 2½	—	—	—	—	27 54	27 52
(100):(001)	*75 44½	75 38 75 46½	—	75 49	*75 44½	75 2	74 40
(010):(001)	90 0	89 39	89 55½ 90 5	(89 45)	(90 45)	90 0	90 0
(010):(001)	90 0	—	90 4	—	—	90 0	90 0
(110):(001)	77 27	77 44	—	77 38½	77 49	76 48	76 28½
(110):(001)	77 27	—	—	77 33	77 47	76 48	76 28½
(111):(001)	34 39½	34 48	—	—	34 34	34 25	34 38
(111):(001)	34 39½	—	—	—	34 25	34 25	34 33
(111):(110)	67 53	67 51	—	—	67 40 68 42	68 47	68 58
(111):(110)	67 53	—	—	—	67 48	68 47	68 58
(111):(111)	34 46	34 37	—	—	34 26	34 32	34 38
(111):(010)	74 7	74 44	—	—	73 57	74 44	74 44
(111):(010)	74 7	74 6	—	—	73 52½	74 44	74 44
(011):(010)	60 2	(60 40)	—	—	—	60 26	60 24

Nach der Mehrzahl der ausgeführten Messungen zu schliessen, würde der Arfvedsonit dem asymmetrischen Systeme angehören; obwohl aber die einzelnen Messungen für sich in den meisten Fällen recht vollkommen schienen, dürfte eine derartige Schlussfolgerung doch gewiss nicht berechtigt sein, denn die erwähnte, übrigens gewöhnlich versteckte, subparallele polysynthetische Aggregation mehrerer Individuen erklärt genügend die beobachteten Abweichungen von der monosymmetrischen Symmetrie. Bei den beiden Krystallen Nr. I und VI nämlich, bei welchen die Symmetrieebene sowohl rechts als links ausgebildet war, zeigten sich die beiden Flächen nicht parallel, sondern bildeten mit einander Winkel, welche eine Abweichung um 0° 47' und 0° 38' von der Parallelität zeigten; am Krystall Nr. II, wo die beiden Flächen der Symmetrieebene parallel waren, zeigten auch die Messungen in der Zone [(001):(010)] keine wesentliche Abweichung von 90°. Auch ist an den Prismenflächen und noch mehr an dem immer ganz schmalen Orthopinakoid eine starke verticale Flächenstreifung, welche die erwähnte subparallele Aggregation zeigt, vorhanden. Eine asymmetrische Flächenanordnung findet ebenfalls nicht statt, da die Flächen von P und ∞P immer paarweise in gleicher Ausbildung auftreten, die Fläche (021) trat zwar einseitig, aber nur an einem Krystall auf, sodass daraus nicht auf eine Asymmetrie geschlossen werden kann. Da auch die optischen Verhältnisse des Arfvedsonit mit den Forderungen des monosymmetrischen Systemes übereinstimmen, so dürfte die Zugehörigkeit desselben zu diesem

und nicht zum asymmetrischen Systeme mit grösster Wahrscheinlichkeit angenommen werden können.

Die grönländischen Krystalle erlauben keine genaueren Messungen; eine Anzahl mit dem Fühlhebelgoniometer ausgeführte Messungen stimmten mit den oben mitgetheilten überein. Mit Lorenzen's Angaben stimmen meine Messungen nicht; vielleicht hat er keinen echten Arfvedsonit gemessen, denn ich habe an Spaltstücken von Kangerdluarsuk den Winkel des Grundprismas mit den Messungen des norwegischen Arfvedsonit übereinstimmend zu $56^{\circ} 48' - 56^{\circ} 5'$ gefunden, während Lorenzen $56^{\circ} 38'$ angab. Brooke, Des Cloizeaux etc. gaben richtiger $56^{\circ} 5'$ an. Dieser Werth, welcher auch bei der Berechnung des Axenverhältnisses benutzt wurde, dürfte wahrscheinlich ziemlich genau sein.

Von dem Axenverhältnisse der gewöhnlichen dunklen Hornblenden weicht das oben angeführte, welches ziemlich gut sein muss, nicht unbedeutend ab; die Abweichungen finden sowohl in der Verticalzone, als in der Orthodomenzone statt, und zwar so, dass im Vergleich mit den gewöhnlichen Hornblenden eine Abnahme der Grösse des Prismenwinkels und eine Zunahme des Winkels β aus den Messungen hervorgeht. Es ist wahrscheinlich, dass diese Aenderungen im Axenverhältnisse wohl zum Theil auf die morphotropische Einwirkung des hohen Eisenoxydulgehaltes zu beziehen sind. Dies wird bestätigt theils durch den Vergleich mit dem sehr eisenarmen Grammatit von Nordmarken nach G. Flink's Untersuchung*), indem hier bei einem Eisengehalte von nur 2,95 % FeO der Winkel $\beta = 74^{\circ} 48\frac{1}{2}'$ ist, theils durch Vergleich mit dem Ainigmatit (s. unten).

Der Arfvedsonit ist, wie schon von Des Cloizeaux, Lorenzen etc. angegeben, recht vollkommen spalthar nicht nur nach dem Grundprisma, sondern auch nach der Symmetrieebene, nach dieser letzteren Fläche jedoch weniger vollkommen.

Härte = 5,5—6. Spec. Gew. = 3,44 (Brooke, Lorenzen).

Ein wichtiges Kennzeichen des Arfvedsonit ist, dass er einen tief blaugrauen Strich giebt, wie schon von Lorenzen hervorgehoben. Es hängt dies mit seiner starken Lichtabsorption zusammen. Dünnschliffe nach $\{040\} \infty R\infty$ zeigen eine olivengrüne, solche nach $\{100\} \infty P\infty$ eine tief grünblaue Körperfärbung; in den letzteren ist die Auslöschung parallel, in den ersteren bildet die eine Schwingungsrichtung mit der Verticalaxe einen Winkel von 44° ; die Elasticitätsaxe, welche dieser Schwingungsrichtung entspricht, tritt aber nicht wie bei der Hornblende im spitzen, sondern im stumpfen Winkel β aus, was am Dünnschliff eines Arfvedsonitkrystalles von Klein-Arö mit erhaltener basischer Kante bewiesen werden

*) S. Medd. v. Stockholms Högskola No. 66 in Bihang t. Kgl. Sv. Vet. Akad. Handl. 4388, 18, Abth. II, No. 7, 77.

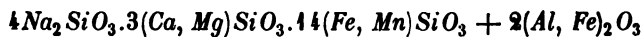
konnte. Man könnte hier vielleicht darüber in Zweifel gerathen, ob die als Basis genommene Fläche nicht eher als $P\infty$ aufgefasst werden sollte; da aber erstens die Fläche $P\infty$ nur äusserst selten bei den Hornblendemineralien überhaupt auftritt, zweitens die angenommene Combination des Arfvedsonit: $\{110\}\infty P$, $\{010\}\infty P\infty$, $\{100\}\infty P\infty$, $\{001\}0P$, $\{111\}P$ und $\{021\}2P\infty$ eben auch die gewöhnliche Hornblendecomposition ist, während dagegen die Combination, welche sich ergeben würde, wenn die für $(001)0P$ angenommene Fläche als $(101)P\infty$ aufgefasst werden sollte: $\{110\}\infty P$, $\{010\}\infty P\infty$, $\{100\}\infty P\infty$, $\{101\}P\infty$, $\{121\}2P2$, $\{011\}P\infty$ am Ende aus Flächen, die zum Theil bei der Hornblende sonst nie auftreten, bestehen würde, — so können wir, mit Rücksicht auf die grosse Einförmigkeit des Hornblendetypus, gewiss sicher annehmen, dass die zuerst angenommene Aufstellung der Arfvedsonitkrystalle auch die natürliche ist, und dass somit die optische Orientirung des Arfvedsonit von derjenigen der meisten Hornblendevarietäten verschieden ist. Dieselbe optische Orientirung wurde nun auch an dem grönländischen Arfvedsonit zur Controlle in orientirten Präparaten nachgewiesen.

Ein weiterer Unterschied ergiebt sich darin, dass diejenige Elasticitätsaxe, welche am nächsten der Verticalaxe gelegen ist (also im stumpfen Winkel β 44° mit derselben bildet), wahrscheinlich die spitze Bisectrix ist; es geht dies daraus hervor, dass in Schliffen ungefähr parallel $\infty P\infty$ die beiden Hyperbeln des Axenbildes so weit getrennt sind, dass sie ausserhalb des Gesichtsfeldes fallen, während sie in Schliffen ungefähr senkrecht auf die der Verticalaxe näher gelegene Elasticitätsaxe einander anscheinend etwas mehr genähert sind. Doch ist der Axenwinkel so gross, dass die Hyperbeln auch hier ausserhalb des Gesichtsfeldes fielen. Ob aber diese Elasticitätsaxe die der grössten oder der kleinsten Elasticität ist, liess sich der grossen Absorption und des Pleochroismus wegen nur mit Schwierigkeit durch Prüfen mittels ungleich dicker Glimmerblättchen entscheiden; es gelang nämlich nicht, so spaltenfreie Präparate quer zu dieser Elasticitätsaxe darzustellen, dass ein zur Entscheidung dieser Frage hinreichend deutliches Axenbild erhalten werden konnte. Die Prüfung mittels Glimmerblättchen schien jedoch mit ziemlicher Sicherheit zu beweisen, dass die spitze Bisectrix die c -Axe ist; und da auch die Absorptionsverhältnisse in der Regel constanter sind, als der optische Charakter, dürfte vielleicht auch daraus zu schliessen sein, dass die der Verticalaxe am nächsten gelegene Elasticitätsaxe, welche die Richtung der grössten Absorption ist, wie bei der gewöhnlichen Hornblende, die kleinste Elasticitätsaxe ist, woraus dann folgen würde, dass der Arfvedsonit optisch positiv wäre. Es würde alsdann gegenüber der gewöhnlichen Hornblende die kleinste Elasticitätsaxe um einen Winkel von ca. 30° von dem spitzen nach dem stumpfen Winkel β hin gedreht sein (vergl. Taf. XVI Fig. 4 und 5).

Die Absorption wäre demnach unter dieser Voraussetzung, wie bei den gewöhnlichen Hornblenden, wahrscheinlich: $c > b > a^*$). Für die parallel c schwingenden Strahlen ist im Dünnschliffe die Farbe sehr tief grünblau und die Absorption selbst in sehr dünnen Schliffen fast vollständig, für die parallel b schwingenden, welche ebenfalls eine sehr kräftige Absorption zeigen, ungefähr lavendelblau, und endlich für die am schwächsten absorbirten parallel a schwingenden Strahlen ist die Farbe blass grünlichgelb.

Was die chemische Zusammensetzung des echten Arfvedsonit betrifft, so hat schon J. Lorenzen nachgewiesen, dass Alles, was früher (von Rammelsberg, Döbler etc.) als Arfvedsonit analysirt worden war, nicht diesem Mineral, sondern dem Aegirin angehörig war. Die erste Analyse des echten typischen Arfvedsonit ist demnach die von J. Lorenzen selbst ausgeführte; später hat bekanntlich auch F. Berwerth**) eine neue Analyse ausgeführt.

Lorenzen hatte aus seiner Analyse eine Formel:



berechnet. Berwerth nahm zur Erklärung der seinigen eine Verunreinigung mit Muscovit an; nach meiner Erfahrung ist im grönländischen Arfvedsonit jedoch Muscovit kaum jemals als wesentliche Verunreinigung vorhanden, und sowohl diese Deutung Berwerth's als Lorenzen's Auffassung scheinen mir deshalb recht unwahrscheinlich. Dagegen lassen sich die beiden Analysen durch die Annahme einer schon von Tschermak u. A. angenommenen Verbindung: $R_2R_2SiO_6$ (oder $R_2(R_2)_2Si_2O_{12}$) berechnen. Man erhält dabei:

I. Lorenzen's Analyse:		II. Berwerth's Analyse:	
SiO_2	0,068		0,025
Al_2O_3	0,044		0,044
Fe_2O_3	0,024		0,044
MgO	0,020		—
CaO	0,048		0,025
	<hr/> 0,204		<hr/> 0,075
	$(Ca, Mg)_2(Al_2, Fe_2)_2Si_2O_{12}$		$Ca_2(Al_2, Fe_2)_2Si_2O_{12}$
SiO_2	0,505		0,519
MnO	0,006		—
FeO	0,464		0,502
CaO	0,035		0,047
	<hr/> 1,010		<hr/> 1,038
	$(Ca, Fe, Mn)_4Si_4O_{12}$		$(Ca, Fe)_4Si_4O_{12}$

*) Nach Rosenbusch u. Sauer (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1888, S. 444) wäre bei dem Riebeckit das Verhältniss anders, nämlich $a > b > c$.

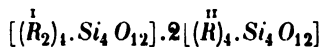
**) Sitzber. d. Wiener Akad. d. Wissensch. 85 (I.), 453—487. Ref. in dieser Zeitschr. 10, 406.

SiO_2	0,154	0,262
K_2O	0,044	0,034
Na_2O	0,432	0,445
H_2O	0,008	0,146
	<hr/> 0,302 (K_2, H_2, Na_2) $_4Si_4O_{12}$	<hr/> 0,524 (K_2, H_2, Na_2) $_4Si_4O_{12}$
	Von SiO_2 zu viel 0,007, entsprechend 0,42 %.	Von SiO_2 fehlt 0,024, entsprechend 1,26 %.

Die beiden Analysen entsprechen demnach ziemlich genau

	I.	II.
1) $(\overset{II}{R})_2(\overset{III}{R})_2Si_2O_{12}$	2	$\frac{7}{16}$
2) $(\overset{II}{R})_4Si_4O_{12}$	40	40
3) $(\overset{I}{R})_4Si_4O_{12}$	3	5

Die Summe der Verbindungen 1 und 3 verhält sich demnach zur Verbindung 2 in beiden Analysen ungefähr wie 1 : 2, so dass wir, wenn wir die Verbindungen 1 und 2 als einander ersetzend betrachten wollten, die Formel des Arfvedsonit ungefähr durch



ausdrücken könnten, in welcher Formel $\overset{I}{R}_2$ hauptsächlich Na_2 mit etwas K_2 und H_2 , $\overset{II}{R}$ hauptsächlich Fe , und untergeordnet Ca , Mn , und worin ferner ein kleiner Theil der ersten Verbindung durch ein Silicat $(\overset{II}{R})_2(\overset{III}{R})_2Si_2O_{12}$ ersetzt wäre.

Herr K. J. V. Steenstrup, welcher durch seine vieljährigen Reisen in Grönland so viel zur Erforschung der Geologie und auch der Mineralogie dieses Landes beigetragen hat, machte mich auf eine interessante Umwandlung des grönländischen Arfvedsonit in Aegirin und Magnetit aufmerksam, welche er an seinem reichlichen, an Ort und Stelle gesammelten Material beobachtet hatte. Herr Steenstrup ist so freundlich gewesen, mir ein reichliches Material, welches diese Umwandlung vorzüglich zu studiren erlaubte, zur Untersuchung zu überlassen, und hat mir gleichzeitig auch gestattet, seine eigenen vorläufigen Beobachtungen und eine Anzahl auf seine Veranlassung von Herrn Cand. Kr. Rørdam ausgeführten Analysen in Verbindung mit meinen eigenen Beobachtungen zu publiciren.

In einem Briefe vom 25./1. 1888 schreibt mir Herr Steenstrup Folgendes:

»Untersucht man die grönländischen Arfvedsonitkrystalle, so findet man, dass die meisten derselben die bekannte blauschwarze Farbe und den blauen Strich zeigen, während andere dagegen graubraun mit gleichfalls graulichbraunem Striche sind. Uebrigens ist das Aussehen dieser Krystalle

dem gewöhnlichen Arfvedsonit ähnlich, weshalb Lorenzen auch die braune Varietät als einen verwitterten Arfvedsonit ansah; in der Sammlung des Mineraliencabinets (in Kopenhagen) wurden diese Krystalle deshalb auch als »verwitterter Arfvedsonit« etikettirt.

»Von einer gewöhnlichen Verwitterung kann aber kaum die Rede sein; denn theils ist das Aussehen derselben ganz frisch, die Oberfläche glänzend und hat die Härte nicht ab-, sondern eher ein wenig zugenommen. Endlich ist auch das specifische Gewicht nicht unbedeutend gestiegen, indem dasselbe für mehrere Proben = 3,600 an ganzen Stücken und 3,644 an Pulver gefunden wurde; ein Stück gab jedoch nur 3,52. Der Arfvedsonit hat dagegen nur 3,44 (nach Lorenzen).«

»Auf meine (Steenstrup's) Aufforderung hat Herr Cand. Mag. Kr. Rørdam folgende Analysen des umgewandelten Arfvedsonit ausgeführt:

	I.	II.	III.	IV.
<i>SiO₂</i>	48,73	52,42	49,90	49,50
<i>Al₂O₃</i>	2,18	2,33	2,62	2,75
<i>Fe₂O₃</i>	37,32	32,33	32,99	32,86
<i>MnO</i>	—	—	0,05	0,06
<i>MgO</i>	0,58	0,62	0,57	0,60
<i>Na₂O</i>	10,24	10,95	12,88	13,04
<i>K₂O</i>	0,82	0,88	0,40	—
<i>H₂O</i>	0,72	0,77	1,07	1,53
	100,59	100,00	100,18	100,34

I ist eine Bauschanalyse eines kleinen Krystalles.

II dieselbe Analyse auf 100 berechnet nach Abzug von 7,09 % Magnetit, welcher mit Salzsäure aus dem Pulver herausgelöst werden konnte.

III Analyse eines grösseren Krystalles; vor der Analyse war mit Salzsäure 8,09 % Magnetit gelöst worden.

IV Analyse eines grösseren derben Stückes; vor der Analyse war mit Salzsäure 9,40 % Magnetit entfernt worden.

»In den Analysen wurde alles Eisen als Eisenoxyd berechnet, was jedoch nicht richtig ist.«

»Es geht aus den Analysen hervor, dass die ausgeschiedene Magnetitmenge in den verschiedenen Krystallen etwas verschieden sein kann, was denn auch die Präparate zeigen.«

»Vergleicht man die gegenseitig nahe übereinstimmenden Analysen III und IV mit der Lorenzen'schen Analyse des Arfvedsonit, so sieht man, dass die Umwandlung darin besteht, dass Kieselsäure und Natron zugenommen, Thonerde, Magnesia und Kali abgenommen, der Kalkgehalt gänzlich verschwunden ist, dass ferner Eisenoxydul in Eisenoxyd umgewandelt ist und der Glühverlust etwas zugenommen hat. Vergleicht man ferner dieselben

Analysen mit der Aegirin-Analyse Lorenzen's, so wird es wahrscheinlich, dass die Umwandlung in der Richtung, einen kalkfreien Aegirin zu bilden, vor sich gegangen ist.«

»Ist man also nach dem Obenstehenden zu dem Schlusse berechtigt, dass der Arfvedsonit unter Ausscheidung von Magnetit in eine strahlige Masse von einer Aegirin-ähnlichen Zusammensetzung umgewandelt ist, oder mit anderen Worten, ist hier eine umgekehrte Uralitbildung vor sich gegangen?«

So weit Steenstrup.

Ich habe nun auf Steenstrup's Veranlassung Präparate dieser umgewandelten Arfvedsonite studirt und habe dabei der Hauptsache nach seine Beobachtungen vollkommen bestätigt gefunden.

Das erste Stadium der Umwandlung zeigt sich an einem Arfvedsonit von Tunuarmit bei Tunugdliarfik; in den schwarzen Arfvedsonit sind hier an den glänzenden Spaltungsflächen theilweise dicht eingesprengt weissliche, ungefähr parallel orientirte Stengelchen, deren Längsrichtung mit den Spaltungsflächen und der Verticalaxe des Arfvedsonit einen sehr spitzen Winkel bildet. Unter dem Mikroskope zeigen sich dieselben aus einem Minerale der Aegirin-Akmitreihe bestehend. Obwohl die höchstens 1 bis 2 mm langen, ca. $\frac{1}{4}$ mm dicken Stengelchen in Schliffen senkrecht zur Verticalaxe des Arfvedsonit, welche an und für sich schwierig herzustellen sind, leicht herausfallen, gelang es doch, mit Sicherheit die Bestimmung auch in Querschnitten durch die ungefähr rechtwinklige Spaltbarkeit zu constatiren. In Längsschnitten zeigen die Stengelchen nur eine geringe Schiefe der Auslöschung, während man in Schliffen nach der Symmetrieebene des Arfvedsonit sieht, dass die Längsrichtung derselben ungefähr mit der Auslöschungsrichtung des Arfvedsonit zusammenfällt; die einzelnen Stengelchen sind übrigens nicht einheitlich, sondern bestehen häufig aus zahlreichen feineren, büschelförmig gruppirten Strahlen. Auch sieht man, dass ausser diesen Stengelchen auch feinere und gröbere Strahlen desselben Minerals der Verticalaxe des Arfvedsonit parallel orientirt sind, und endlich, dass stellenweise dasselbe Aegirin-Akmit-Mineral die Arfvedsonit-substanz als ein vollständiges Netz von Adern durchdringt; die Erscheinung entspricht einer von unregelmässigen Sprüngen und Spalten ausgegangenen Umwandlung, welche sich bald ganz im Anfangsstadium befindet, bald weiter um sich gegriffen hat.

Was das Aegirin-Akmit-Mineral betrifft, so zeigen seine Absorptionsfarben, dass gewöhnlicher Aegirin hier nicht vorliegt. Seine Absorptionsfarben sind nämlich vorherrschend bräunlich oder im Dünnschliffe sehr hell röthlichbraun für die parallel a schwingenden Strahlen, für Richtungen senkrecht zur Verticalaxe grünlich und bräunlichgelb; die Absorptions-

farben stimmen demnach mit denen der äusseren braunen Zone des Akmit überein; wir wollen deshalb auch das Mineral als Akmit bezeichnen.

Uebrigens finden sich ausser diesem Akmit, welcher die Hauptmasse der Strahlen und Stengelchen ausmacht, stellenweise auch gewöhnlicher grüner Aegirin untergeordnet und gewöhnlich in grösseren, mehr einheitlichen Individuen, mit dem Arfvedsonit in paralleler Orientirung.

Ausser Akmit und Aegirin findet man endlich auch mit diesen zusammen einen tiefbraunen, stark pleochroitischen Lepidomelan in sehr feinen Schuppen zwischen den Akmitstrahlen; da derselbe fast nur zwischen diesen und nicht in der reinen unveränderten Arfvedsonitsubstanz vorkommt, kann er nur als ein Umwandlungsproduct dieser aufgefasst werden.

Ein weiteres Stadium der Umwandlung zeigt eines der mir von Steenstrup zugesandten vielen Präparate, mit der Etikette: Kangerdluarsuk. Während im vorigen Falle der Arfvedsonit bei weitem vorherrschend war, ist derselbe hier nur in kleinen Resten vorhanden. Diese liegen theils hier und da im Präparate zerstreut als parallele Strahlen, welche alle dieselbe Orientirung haben, da sie ursprünglich einem einheitlichen Individuum angehörten, theils bilden sie nach dem Rande des Präparates hin grössere zusammenhängende Partien. Die Hauptmasse des Präparates besteht aber aus demselben Akmitmineral, wie im vorigen Falle, nur dass es hier als mehr einheitliche, dem Arfvedsonit parallel orientirte Massen ausgebildet ist; stellenweise findet man jedoch auch hier unregelmässige garben- und büschelförmige faserige Partien in allen Richtungen ausstrahlend. Ausser dem hellbräunlichen Akmit findet man auch hier grünen Aegirin. Sowohl der Akmit als der Aegirin sind ganz dicht mit Eisenoxydhydrat und braunem Lepidomelan in kleinen, grösstentheils der Verticalaxe parallel orientirten Schüppchen durchwachsen. Dies verleiht dem Präparat im Ganzen in den an Arfvedsonit armen Partien eine braune Farbe.

Ein noch weiteres Stadium der Umwandlung ist durch einen grossen, (ca. 9 cm langen, 2—2½ cm dicken) Krystall (mit ∞P , $\infty R\infty$ ohne Endflächen) aus Kamernit bei Tunugdliarfik repräsentirt; dieser Krystall war es, welcher das Material zur Analyse III von Rördam abgegeben hatte, und seine Untersuchung war deshalb von besonderem Interesse. Dünnschliffe desselben zeigen sich gelbbraunlich gefärbt, hier und da am Rande des Krystalles mit spärlichen grösseren grünen Flecken; Längsschliffe haben schon makroskopisch ein faseriges Aussehen. Unter dem Mikroskope sieht man, dass hier der Arfvedsonit vollständig verschwunden ist; das ganze Präparat besteht aus parallelstrahligen Individuen des oben erwähnten bräunlichen Akmits, reichlich durchwachsen mit ganz winzigen Schüppchen von tiefbraunem, stark pleochroitischem Lepidomelan. Die Lepidomelanschuppen liegen zum bei weitem grössten Theile der Verticalaxe des Akmit (resp. des ursprünglichen Arfvedsonit) parallel angeordnet und werden

deshalb der starken Absorption wegen durch das ganze Präparat gleichzeitig dunkel, wenn die Längsrichtung der Akmitstrahlen dem Hauptschnitte des Polarisators parallel ist; sie liegen oft ganz dicht zusammen und geben durch ihre Anordnung dem Präparate ein ganz eigenthümliches marmorirtes Aussehen. Die grünen Flecken am Rande bestehen aus einheitlich orientirtem Aegirin.

Durch Aetzen des Präparates mittelst concentrirter Salzsäure lösen sich die Lepidomelanschuppen ganz leicht, und es bleibt nur die Akmitsubstanz übrig. Es ist also Lepidomelan, nicht Magnetit, welcher den 8,09 % betragenden löslichen, vor der Analyse ausgezogenen Theil dieses Krystalles ausmachte.

Unter der Voraussetzung, dass aus der Pyroxensubstanz selbst nichts durch die Behandlung mit Säure aufgelöst wurde, was mir jedoch nicht ganz sicher scheint, sollte also die Analyse III Rörðam's die Zusammensetzung des Akmitminerals selbst angeben. Dieselbe erinnert auch durch den hohen Gehalt an Eisenoxyden, sowie durch die Armuth an Kalk mehr an den Akmit von Eker, als an den Aegirin. Eine genauere Berechnung lässt sich aber der fehlenden Bestimmung der Oxydationsgrade der Eisenoxyde wegen nicht durchführen.

In den oben erwähnten Beispielen war durch die Umwandlung des Arfvedsonit, wie wir sahen, vorherrschend ein Akmit-artiges Mineral und daneben in geringerer Menge Lepidomelan (mit etwas Eisenoxydhydrat), dagegen kein Magnetit gebildet. Es fehlen aber auch nicht Beispiele einer reichlichen Bildung von Magnetit neben dem Akmit unter den von Steenstrup zur Untersuchung übersandten Präparaten. Dies ist z. B. der Fall mit einem Präparat von »Kangerdluarsuk«; die meistens etwas verworren feinfaserige Akmitsubstanz ist hier innig mit schwarzem Magnetit gemengt, welcher dieselbe theils als ein feiner Staub imprägnirt, theils in etwas grösseren Körnchen in strichartiger Anordnung parallel der Verticalaxe des ursprünglichen Arfvedsonit in schwarzen Massen angehäuft ist, stellenweise so dicht, dass das Präparat dadurch ganz schwarzfleckig aussieht.

In den von mir untersuchten Präparaten scheint jedoch die Umwandlung des Arfvedsonit in ein dem Akmit ähnliches Mineral und in Lepidomelan bei weitem häufiger, als diejenige in dasselbe Mineral combinirt mit Magnetit zu sein.

Die beschriebenen Umwandlungen sind gewiss, wie Steenstrup meint, keine gewöhnlichen Verwitterungsvorgänge, sondern als mehr primäre Zersetzungen zu betrachten; durch gewöhnliche Verwitterung bildet sich ganz sicher kein Aegirin- oder Akmitmineral. Wir werden im Folgenden sehen, dass auch andere Hornblenden (der Barkevikit) analoge Umwandlungsvorgänge zeigen; bei den ganz winzigen Arfvedsonitkrystallen von Arö habe ich keine derartige Erscheinung beobachtet.

Durch Schmelzen des Gastaldit mit Fluornatrium und Fluormagnesium bei Rothgluth erhielt bekanntlich Dölter*) theils ein Gemenge von stark pleochroitischem Glimmer mit einem Akmit- resp. Aegirin-ähnlichen Mineral, theils (bei geringerem Gehalte an Fluoriden) dies letztere Mineral allein. Die Auslöschungsschiefe dieses Minerals sollte nach Dölter ca. 45° in der Symmetrieebene betragen. Ohne Anwendung von Fluoriden erhielt Dölter nur eine amorphe Masse.

Unter den mir von Steenstrup zugesandten Dünnschliffen befand sich nun auch ein Präparat von geschmolzenem Arfvedsonit. Dasselbe zeigte sich unter dem Mikroskope ausschliesslich aus radialstrahligen Stengeln eines hellgrünen Pyroxenminerals mit reichlich beigemischten modellartigen Kryställchen von Magnetit bestehend. Das Pyroxenmineral ist wenig pleochroitisch, mit hellgrüner und hellgelblicher Farbe; die Auslöschungswinkel sind in vielen Schnitten zwischen 30° und 40° . Trotz der Aehnlichkeit mit Aegirin kann demnach hier wohl nicht ein Mineral der Aegirinreihe vorliegen, sondern eher ein alkalireicheres Zwischenglied zwischen der Aegirin- und der Diopsidreihe.

Der echte typische Arfvedsonit kommt auf den Gängen der Inseln des Langesundfjords nur als grosse Seltenheit vor. Wie ich nachgewiesen habe, tritt er auch in den typischen Augit- und Nephelinsyeniten dieser Gegend im Gestein selbst nicht auf. Dagegen ist er ein recht häufiger Bestandtheil in den rothen Quarzsyeniten und Natron-Graniten auf der Strecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord, sowohl bei Christiania (namentlich am See »Sognsvand«), als in noch weiterer Verbreitung auf Eker (z. B. bei Gunildrud) und bei Kongsberg (im Natron-Granit von Hovdeböfjeld, Sandsvår), ferner im Syenitgebiete zwischen Holmestrand und Eker, überall mit Aegirin und häufig mit Glaukophan zusammen. In losen Blöcken habe ich bei Christiania auch reine Arfvedsonitgranite gefunden. Auch in feinkörnigen syenitischen und granitischen Gängen in den Augitsyeniten z. B. bei Vejerland auf der Insel Tjømø bei Tönsberg, bei Foss nahe bei Tuft zwischen Holmestrand und Kongsberg tritt echter Arfvedsonit neben Aegirin als Gesteinsbestandtheil auf. In dem Aegiringranit von Røkeberg auf Eker ist der Arfvedsonit gewöhnlich in paralleler Orientirung mit dem Aegirin verwachsen.

Ueber den sogenannten »Krokydolith« von Fredriksvårn siehe unter »Aegirin«.

*) Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. 1888, 10, 70.

In den obengenannten saureren Quarzsyeniten und Natron-Graniten der Gegend von Christiania, in welchen der Arfvedsonit neben Aegirin zusammen vorkommt, ist nach meinen Beobachtungen auch Glaukophan (und verschiedene Zwischenglieder zwischen Glaukophan und Arfvedsonit) recht häufig vorhanden. Derselbe tritt sehr allgemein in inniger Verwachsung mit Arfvedsonit und anderen eisenreichen Hornblenden dieser Gesteine zusammen auf.

Auch der Glaukophan ist indessen, wie es scheint, vorherrschend an diese saureren, natronreichen Gesteine selbst gebunden; trotz vielen Suchens wollte es mir nicht gelingen, denselben unter den Hornblenden der grobkörnigen Gänge nachzuweisen.

49. Arfvedsonitähnliche Hornblende, „Barkevikit“, Brögger.

1844. Ph. Plantamour, Bibl. univers. 1844, No. 64; l'Institut etc. 1844, S. 308.
 1856. Th. Scheerer, Berg- u. Hüttenm. Zeit. 17, 2 etc. und Erdm. Journ. f. pr. Ch. 65, 344 etc.; s. auch A. Breithaupt, Berg- u. Hüttenm. Zeit. 1858, Nr. 4.
 1858. C. F. Rammelsberg, Pogg. Ann. 108, 447.
 1862. Th. Scheerer, Erdm. Journ. f. pr. Ch. 92, 268.
 1864. — Pogg. Ann. 122, 438.
 1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 9, 269.

1844 analysirte Ph. Plantamour (I) in Berzelius' Laboratorium eine mit dem Aegirin Esmark's verwechselte Hornblende von »Brevik«, welche später zum Arfvedsonit (in Kobell's Sinne) gerechnet wurde. Ungefähr dasselbe Mineral wurde später (1858) auch von C. F. Rammelsberg (II) analysirt, und die Analyse sowohl von diesem Forscher selbst, als von Scheerer und anderen Forschern öfters erwähnt. Um die älteren Analysen zu bestätigen, war Herr G. Flink so freundlich, eine neue Analyse (III) an der Hornblende des bekannten Wöhlerit-Vorkommens: Skudesunds-skjær in der Nähe von Barkevik am Langesundfjord auszuführen. Die drei Analysen sind in folgender Tabelle zusammengestellt; für die beiden letzteren habe ich die Molekularverhältnisse berechnet, für Plantamour's Analyse, in welcher die Oxydationsgrade des Eisens nicht besonders festgestellt wurden, hatte dies keinen Zweck.

	I.	II.		III.	
SiO ₂	46,57	42,27	0,705	42,46*)	0,707
TiO ₂	2,02	1,04	0,042	—	—
Al ₂ O ₃	3,44	6,34	0,064	11,45	0,412
Fe ₂ O ₃	—	6,62	0,039	6,48	0,036
FeO	24,38	24,72	0,302	19,93	0,277
MnO	2,07	4,43	0,046	0,75	0,040
CaO	5,94	9,68	0,173	10,24	0,183
MgO	5,88	3,62	0,090	4,44	0,028
Na ₂ O	7,79	3,44	0,050	6,08	0,098
K ₂ O	2,96	2,65	0,028	4,44	0,015
Glühverlust	—	0,48		—	
	400,99	98,63		99,64	

*) Hierin etwas Titansäure.



Die beiden Analysen Rammelsberg's und Flink's lassen sich auf folgende Weise berechnen:

	II.	III.
SiO_2	0,084	0,112
Al_2O_3	0,061	0,112
Fe_2O_3	0,023	—
MgO	0,084	0,028
CaO	—	0,084
	<u>0,252</u> $Mg_2(Al_2, Fe_2)_2Si_2O_{12}$	<u>0,336</u> $(Ca, Mg)_2(Al_2)_2Si_2O_{12}$
SiO_2	0,064	0,144
Fe_2O_3	0,046	0,036
MnO	0,046	0,040
FeO	—	0,026
	<u>0,096</u> $MnFe_2Si_4O_{12}$	<u>0,216</u> $(MnFe)Fe_2Si_4O_{12}$
SiO_2	0,078	0,113
Na_2O	0,050	0,098
K_2O	0,028	0,045
	<u>0,156</u> $(Na_2, K_2)_4Si_4O_{12}$	<u>0,226</u> $(Na_2, K_2)_4Si_4O_{12}$
SiO_2	0,179	0,099
MgO	0,006	—
CaO	0,173	0,099
	<u>0,358</u> $(Mg, Ca)_4Si_4O_{12}$	<u>0,198</u> $Ca_4Si_4O_{12}$
SiO_2	0,312*)	0,239**)
FeO	0,302	0,251
	<u>0,614</u> $Fe_4Si_4O_{12}$	<u>0,490</u> $Fe_4Si_4O_{12}$

entsprechend ziemlich nahe:

1) $10Mg_2(Al_2, Fe_2)_2Si_2O_{12}$	14 $(Ca, Mg)_2(Al_2)_2Si_2O_{12}$
2) $4MnFe_2Si_4O_{12}$	9 $(Mn, Fe)Fe_2Si_4O_{12}$
3) $7(Na_2, K_2)_4Si_4O_{12}$	9 $(Na_2, K_2)_4Si_4O_{12}$
4) $15(Mg, Ca)_4Si_4O_{12}$	8 $Ca_4Si_4O_{12}$
5) $25Fe_4Si_4O_{12}$	24 $Fe_4Si_4O_{12}$

Betrachten wir in beiden Analysen die Verbindungen 1, 2 und 3 einerseits, die Verbindungen 4 und 5 andererseits als einander ersetzend (s. oben beim Arfvedsonit), so verhält sich die Summe der Moleküle der ersten Verbindungen (1, 2 und 3) zur Summe der Moleküle der zweiten Art (4 und 5) von Verbindungen in der Analyse II wie 4 : 2, in der Analyse III wie 4 : 4.

*) Sollte sein 0,302; die Differenz 0,010 entspricht einem Ueberschusse von 0,60% SiO_2 .

**) Sollte sein 0,251 SiO_2 ; die Differenz 0,042 entspricht einem Fehler von 0,72% zu wenig SiO_2 in der Analyse.

Zum Unterschiede vom Arfvedsonit ist die basischere Verbindung unter denjenigen erster Art stark vorherrschend.

Dass bei dieser Deutung die specielle Vertheilung der Basen und Säuren natürlich ganz hypothetisch ist, leuchtet von selbst ein.

Wie aus den Analysen hervorgeht, nähert sich die Zusammensetzung dieser Hornblende derjenigen des Arfvedsonit recht bedeutend; dessenungeachtet sind die beiden Mineralien in ihren physikalischen Eigenschaften recht verschieden.

Diese arfvedsonitähnliche Hornblende ist tief sammetschwarz und auf den Spaltflächen stark glänzend; Spaltbarkeit nach $\{110\}\infty P$ vollkommen, ebenso nach $\infty R\infty$ oft recht vollkommen. Bei Barkevik, an dem Wöhleritvorkommen »Skudesundsskjär« habe ich grosse, raue Krystalle gesammelt; sie zeigen die Combination: $\{110\}\infty P$, $\{010\}\infty R\infty$, $\{\bar{1}11\}P$, $\{001\}0P$, $\{021\}2R\infty$ und $\{111\}-P$. Die Krystalle (s. Taf. XVI Fig. 9) sind theils kurzprismatisch, theils langprismatisch nach der Verticalaxe, bis zu Faustgrösse, aber unvollkommen ausgebildet. Winkel des Spaltungsprismas gemessen zu $55^{\circ}44\frac{1}{2}'$ im Mittel; andere Winkel konnten nur mit dem Anlegegoniometer gemessen werden.

Dünnschliffe nach $\infty R\infty$ zeigen einen Auslöschungswinkel von ca. $42\frac{1}{2}^{\circ}$ gegen die Verticalaxe; diese Schwingungsrichtung tritt, zum Unterschiede von dem Arfvedsonit, wie bei der gewöhnlichen Hornblende in dem spitzen Winkel $a : c$ (β) aus. Die parallel dieser Richtung schwingenden Strahlen werden am stärksten absorbirt mit tiefbrauner Farbe (mit einem Stich ins Grüne); die parallel der Symmetrieaxe und mittleren Elasticitätsaxe b schwingenden Strahlen werden schwächer mit bräunlichrother Farbe, die parallel der dritten, in der Symmetrieebene gelegenen Elasticitätsaxe schwingenden Strahlen endlich werden am schwächsten mit hell bräunlichgelber Farbe absorbirt. Während also der Arfvedsonit wesentlich bläuliche

ist nur wenig geringer als die des Arfvedsonit, welcher bekanntlich schon in der Lichtflamme schmilzt.

Diese eigenthümliche Hornblendevarietät, welche ebenso wie der Arfvedsonit, mit welchem sie wohl verwandt, aber keineswegs identisch ist, durch grossen Reichthum an Eisenoxydul und Alkalien, namentlich Natron, sowie durch relative Armuth an Kalk und Magnesia ausgezeichnet ist, scheint mir ebenso gut wie der Arfvedsonit einen besonderen Namen zu verdienen; ich schlage deshalb für dieselbe den Namen »Barkevikit«, nach der am meisten typischen Localität, Barkevik am Langesundfjord, vor.

Dieselbe Hornblendevarietät ist es nun, welche in den typischen Augitsyeniten zwischen dem Christianiafjord und dem Langesundfjord einen wesentlichen Gesteinsbestandtheil ausmacht; als typische Localitäten will ich nur erwähnen: Kamfjord und Norby bei Sandefjord, Vasbotten und By-skroven bei Laurvik, Festningsö und Stavärnsö bei Fredriksvärn, Mörjefjord, Landgangsfjord, Röra bei Eidangerfjord, Lillegården bei Porsgrund, Skrimfjeld etc.; ausser in dem Gestein selbst tritt sie aber auch auf zahlreichen Gängen zusammen mit Aegirin, schwarzem eisenreichen Glimmer und Natron-Kalifeldspäthen sowie Eläolith und zahlreichen accessorischen Mineralien zusammen auf (über den Gang auf Skudesundsskjär bei Barkevik s. unter Wöhlerit etc.). In mehreren Grenzvarietäten der Augitsyenite tritt Barkevikit in Parallelverwachsung theils mit Arfvedsonit, theils mit grüner Hornblende auf; z. B. in einem Gestein von Kjölrsrud bei Eidanger östlich von Porsgrund.

Mit dem Barkevikit verwandt, aber Uebergänge zu den gewöhnlicheren, an Kalk und Magnesia reicheren Hornblendevarietäten bildend, sind die von verschiedenen Verfassern analysirten Hornblenden aus den grobkörnigen Gängen von Fredriksvärn. Die ersten Analysen derselben wurden unter Scheerer's Leitung von den Herren Culibin (unvollständig), Puzyrewsky und v. Kovanko ausgeführt, und war die des Letzteren namentlich dadurch von Interesse, weil sie die erste Hornblendeanalyse war, in welcher der Eisenoxydul- und der Eisenoxydgehalt getrennt bestimmt wurden; später analysirte auch Rammelsberg*) zwei dieser Hornblenden von Fredriksvärn, vom spec. Gew. = 3,287 (also geringeres specifisches Gewicht als der Barkevikit); auch Breithaupt fand für dieselbe spec. Gew. = 3,28.

*) Rammelsberg's Analysen sind nach seiner Abhandlung in Pogg. Ann. 103, 450 angeführt; später hat er in seiner Mineralchemie S. 417 die beiden Analysen zu einer zusammengestellt und theilweise mittlere Werthe angeführt, was natürlich nicht ganz berechtigt sein kann, da zwei verschiedene Vorkommnisse analysirt wurden.

	I (von Kovanko) Hornbl. von Fredriks- vårn:	II (Rammelsberg) Hornbl. von Fredriksv., welche mit weiss. Feld- spath zusamm. vorkam:	III (Rammelsberg) Hornbl. von Fredriksv., welche m. rothem Feld- spath u. Zirkon zusam- men vorkam:
SiO_2	37,34 0,622	40,00 0,666	40,00 0,666
TiO_2	— —	0,80 0,040	4,07 0,013
Al_2O_3	42,66 0,424	8,00 0,078	7,37 0,072
Fe_2O_3	40,24 0,060	10,10 0,059	40,45 0,062
FeO	9,02 0,125	44,04 0,153	43,38 0,186
MnO	0,75 0,040	4,03 0,044	4,85 0,026
CaO	44,43 0,204	10,26 0,183	44,28 0,204
MgO	10,35 0,259	44,54 0,288	7,54 0,188
Na_2O	4,18 0,068	2,72 0,044	5,25 0,044
K_2O	2,11 0,022	2,53 0,027	5,25 0,027
Glühverlust	4,85	0,60	0,54
	99,93	98,59	98,70

Wenn man die Analysen I und II, und III (bei III sind die Alkalien nicht getrennt bestimmt) auf analoge Weise, wie es oben für die Arfvedsonit- und Barkevikit-Analyse versucht wurde, berechnen will, so erhält man in den beiden ersten einen Ueberschuss von Basen, welcher nicht ohne die Annahme des Vorhandenseins anderer Silicate erklärt werden kann.

I.	II.	III.
SiO_2 0,474	0,423	0,408
Al_2O_3 0,424	0,078	0,072
Fe_2O_3 0,050	0,045	0,036
MgO 0,474	0,423	0,408
0,522	0,369	0,324
$Mg_2(Al_2, Fe_2)_2 Si_2 O_{12}$	$Mg_2(Al_2, Fe_2)_2 Si_2 O_{12}$	$Mg_2(Al_2, Fe_2)_2 Si_2 O_{12}$
SiO_2 0,040	0,056	0,043
TiO_2 —	—	0,043
Fe_2O_3 0,040	0,044	0,026
MnO 0,040	0,044	0,026
0,060	0,084	0,078
$Mn Fe_2 Si_4 O_{12}$	$Mn Fe_2 Si_4 O_{12}$	$Mn_2(Fe_2)_2 (Si, Ti)_2 O_{12}$
SiO_2 0,090	0,074	0,074
Na_2O 0,068	0,044	0,044
K_2O 0,022	0,027	0,027
0,180	0,142	0,142
$(Na_2, K_2)_4 Si_4 O_{12}$	$(Na_2, K_2)_4 Si_4 O_{12}$	$(Na_2, K_2)_4 Si_4 O_{12}$

SiO_2	0,289	0,348	0,284
MgO	0,085	0,165	0,080
CaO	0,204	0,183	0,204
	<u>0,578</u>	<u>0,696</u>	<u>0,562</u>
$(CaMg)_4Si_4O_{12}$		$(CaMg)_4Si_4O_{12}$	$(CaMg)_4Si_4O_{12}$
FeO	0,125	0,153	0,186
TiO_2	—	0,040	—
SiO_2	0,029	0,068	0,493
entspr.	<u>0,154</u>	entspr. <u>0,234</u>	<u>0,379</u>
	$Fe_8Si_2O_{12}??$	$Fe_6(SiTi)_3O_{12}$	$Fe_4Si_4O_{12}$

} Rest

Wie man sieht, führt die Berechnung der Analyse I auf das Vorhandensein einer Verbindung $Fe_8Si_2O_{12}$; diese wäre vielleicht unter der Annahme, dass ein Theil des Fe_2O_3 unrichtig als FeO bestimmt sei, als $(Fe_2^{II}) \cdot (Fe_2^{III})_2Si_2O_{12}$ zu deuten; unmöglich scheint dagegen die Annahme der Restverbindung der Analyse II: $Fe_6(SiTi)_3O_{12}$, welche ja der generellen empirischen Formel der Olivinminerale entspricht. Da beide Analysen II und III später von Rammelsberg zusammengestellt worden sind, ist es wohl bemerkenswerth, dass sie unter sich nicht genauer stimmen; berechnet man auch in der dritten Analyse die Manganverbindung als $MnFe_2Si_4O_{12}$, so erhält man am Ende einen Rest von 0,115 SiO_2 und 0,186 FeO , nahezu einer Verbindung $Fe_3Si_2O_7$ entsprechend, welche ebenso unmöglich wie die oben erwähnte $Fe_6(SiTi)_3O_{12}$ sein dürfte; dagegen lässt sich die Analyse III auf die oben versuchte Weise gut berechnen.

So viel geht wohl jedenfalls aus diesen Analysen hervor, dass die betreffenden Hornblenden von Fredriksvårn aus in hohem Grade basischen Verbindungen bestehen müssen; die genauere Berechnung der einzelnen Verbindungen lässt sich aber nicht sicher durchführen, und dürfte die Ursache hierzu wahrscheinlich darin liegen, dass die Analysen selbst nicht hinreichend genau sind, ein recht erklärlicher Umstand, wenn man sich erinnert, dass erst in neuerer Zeit die genauere Bestimmung von Eisenoxydul und Eisenoxyd in derartigen Silicaten gelungen ist. Von dem Barkevikit unterscheidet sich die Hornblende von Fredriksvårn nicht sehr bedeutend, namentlich jedoch durch geringeren Eisengehalt und grössere Gesamtmenge von Kalk und Magnesia. Rammelsberg giebt übrigens (Mineralchemie S. 447) den Glühverlust später zu 1,50% an, und sollte darin 0,93% Fluor einbegriffen sein, was die Berechnung der Analyse noch mehr unsicher macht. Ein Titansäuregehalt ist auch in diesen Hornblenden, wie in dem echten Barkevikit, vorhanden und hat vielleicht auch schon hier die braune Farbe verursacht.

Der Strich ist auch an der Hornblende von Fredriksvårn schmutzig grüngaun, die Farbe ist tiefschwarz; sehr glänzend sind Spaltungsflächen

des Grundprismas (Winkel ca. $55^{\circ} 50'$); im Dünnschliffe zeigt sie dieselben braunen Absorptionsfarben wie der Barkevikit, ungefähr dieselbe Auslöschungsschiefe etc.; gut begrenzte Krystalle habe ich nicht beobachtet.

Diese Hornblende ist namentlich für eine bestimmte Ganggruppe, die Pyrochlor-führenden Gänge (Fredriksvärn-Typus), sowohl bei Fredriksvärn und Laurvik, als auch an mehreren Stellen am Langesundfjord, wie in der Nähe von Barkevik, auf Lövö, auf Stokö etc. weit verbreitet; da sie sich unter dem Mikroskope nicht leicht von dem typischen Barkevikit unterscheiden lässt, und übrigens auch wohl alle Uebergänge zwischen beiden vorhanden sein dürften, so ist es sehr wahrscheinlich, dass dieselbe ebenso wie der echte Barkevikit in den Augitsyeniten der Küstenstrecke, auch in den Gesteinen selbst ein häufiger Bestandtheil sei.

Pterolith, Breithaupt.

1865. A. Breithaupt, Berg- u. Hüttenm. Zeit. 24, 336 (Sep.-Abdr. Min. Stud. S. 32).

Dies »Mineral« wurde von Breithaupt als selbständige Glimmer-species aufgestellt; es ist ein derbes, federförmig gruppirtes (davon der Name von *πτερόν*), olivengrün bis leberbraun gefärbtes Mineral (Strich olivengrün); es ist aus vielen Lamellen zusammengesetzt, welche wie »der Bart einer Feder« gruppirt und dabei zum Theil etwas gekrümmt sind«. Spaltbar basisch vollkommen; die Spaltungsflächen wieder federartig gekerbt; spec. Gew. = 3,063—3,067. Der Glanz ist perlmuttartig, wenig metallisirend. Das Mineral wurde von Herrn R. Müller analysirt (a); es zeigte sich dabei ein Theil des Minerals löslich (b), ein anderer Theil unlöslich (c). Ich führe diese Analysen nach Breithaupt an:

	a.	b.	c.
SiO_2	39,38	36,08	50,44
Fe_2O_3	49,89	25,98	—
Al_2O_3	6,65	4,99	12,03
FeO	46,43	44,28	23,43
CaO	5,47	5,43	6,88
MgO	0,56	—	—
K_2O	7,86	7,96	7,52
Na_2O	2,84	3,68	—
H_2O	4,39	4,34	—

Breithaupt berechnet daraus für den löslichen wie für den unlöslichen Theil des Minerals besondere Formeln, was — wie schon A. Kenngott (Min. Uebers. 1862—65, S. 430) bemerkt — »nicht bei einfachen Mineralien üblich ist«; das Mineral ist aber, wie die mikroskopische Untersuchung

zeigt, kein einfaches Mineral, sondern eine innige Verwachsung zweier verschiedener Mineralien.

Breithaupt giebt von seinem Pterolith an, dass er bei »Brevik« von pechschwarzem Glimmer, Astrophyllit, Wöhlerit, Aegirin etc. begleitet sei. In der That ist (richtiger: war) auch sein Pterolith eben an dem altbekannten Wöhleritvorkommen bei Barkevik (Skudesundskjær) häufig in tief olivengrünen Massen, von den erwähnten Mineralien begleitet, in weissem Mikropertthit und Eläolith etc. eingewachsen. Die nähere Betrachtung lehrt nun, dass diese Massen durchgehends nur ein Umwandlungsproduct des oben erwähnten Barkevikit sind. In der Regel sind dabei die Barkevikitkrystalle nur im äusseren Theile in Pterolith umgewandelt, während der Kern aus frischem, unzersetztem Barkevikit besteht; bei grösseren, 3 bis 45 cm grossen Krystallen ist die Pterolithzone ungefähr 4—5 mm dick, nur bei kleineren Krystallen ist die ganze Masse in Pterolith umgewandelt. Die Pterolithlamellen stehen im Allgemeinen ungefähr senkrecht zu den äusseren Begrenzungsflächen, sind aber sonst innig in einander verwoben; da die äussere Krystallbegrenzung oft ganz regelmässig ist, die innere Grenze der Pterolithzone aber oft ganz unregelmässig verläuft, so ist es ganz unzweifelhaft, dass die Pterolithzone ein Umwandlungsproduct der Barkevikitkrystalle sein muss. Die Grenze gegen den Barkevikit ist selbst unter dem Mikroskope nach innen zu sehr scharf; oft ist ein Barkevikitkrystall auch nur theilweise nach aussen in Pterolith umgewandelt.

Unter dem Mikroskope zeigt sich nun der Pterolith bestehend aus einem sehr innig verwachsenen Gemenge eines mit brauner Farbe durchscheinenden, stark pleochroitischen Glimmers*) (Lepidomelan) und (in geringerer Quantität) eines lebhaft grün und gelblichgrün gefärbten, pleochroitischen Augitminerales, Aegirin; bisweilen tritt dazu in ganz geringer Menge auch noch ein drittes Mineral aus der Feldspathgruppe, wahrscheinlich Albit (sowie endlich auch Wöhlerit, welcher letztere natürlich schon im ursprünglichen Barkevikit eingeschlossen war). Alle diese Mineralien sind nun ganz wie Feldspath und Quarz in Schriftgranit oder in Granophyren »mikropegmatitisch« auf's Innigste durcheinander gewachsen; jedes einheitliche Glimmerblättchen erscheint dabei gitterförmig durchlöchert von ebenfalls in grösserer oder kleinerer Ausdehnung einheitlich orientirten, mannigfach geformten Aegirinkörnchen, sodass beide Mineralien unzweifelhaft gleichzeitig gebildet sind. Häufig ist ein Pterolithblättchen nach aussen gegen den umgebenden Feldspath oder Eläolith von einem dicht gefranzten Saum von Aegirin mit der gleichen Orientirung, wie der durchwachsene, verziert. Bisweilen sieht man auch eine Art Parallelorientirung zwischen dem Aegirin und dem ursprünglichen Barkevikit, indem jedenfalls die Ver-

*) Dana betrachtete den Pterolith selbst als einen umgewandelten Lepidomelan.

ticalaxen beider parallel sind. Das innige Maschengewebe ist bisweilen auch mikroskopisch sehr feinkörnig, sodass die einzelnen Mineralien nur schwierig unterschieden werden können, öfters aber auch gröber körnig, so dass selbst mit einer starken Lupe die Gitterstructur schon deutlich erkannt werden kann.

Was die chemischen Umsetzungen bei dieser Umwandlung betrifft, so leuchtet von selbst ein, dass der lösliche Theil des Pterolith (aus Lepidomelan, der unlösliche aus Aegirin bestehen sollte. Dies stimmt aber nicht ganz mit den Ergebnissen der von Müller ausgeführten Analysen.

Der Lepidomelan von Skudesundsskjär bei Barkevik, also von demselben Vorkommen wie der Lepidomelan des Pterolith, wurde auf meinen Wunsch von Herrn G. Flink analysirt (s. S. 194), ebenso ist der Aegirin des Pterolith ein ganz normaler Aegirin. Vergleichen wir nun die Lepidomelananalyse Flink's mit der Analyse (b.) Müller's, so finden wir recht erhebliche Unterschiede, wenn auch zum Theil nicht so bedeutend, als dass sie nicht auf etwas variirende Zusammensetzung zurückgeführt werden könnten.

	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Mn O	Ca O	Mg O	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
Lepidom. aus Pterolith, Müller	36,08	4,99	25,98	14,28	—	5,43	—	3,68	7,86	1,34
Desgl. aus dem Gange, Flink	39,05	6,84	24,89	7,47	2,44	0,78	4,05	2,13	9,03	2,27

Der wesentlichste Unterschied scheint mir, dass Müller keine Magnesia anführt; es scheint dies ziemlich sicher von einer Verwechslung von Ca O und Mg O herrühren zu müssen.

Noch viel auffälliger wäre aber in mehreren Beziehungen die Zusammensetzung des unlöslichen, dem Aegirin entsprechenden Theiles des Pterolith nach Müller's Analyse, wie die Zusammenstellung mit Dölter's Analyse des Aegirin von »Brevik« lehrt:

	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Mn O	Ca O	Mg O	Na ₂ O	K ₂ O
Aegirin des Pterolith, Müller	50,14	12,03	—	23,43	—	6,88	—	—	7,52
			33,46			6,88		7,52	
Aegirin nach Dölter	54,74	0,37	26,17	3,48	0,46	5,07	4,79	9,29	0,34
			30,48			6,86		9,63	

Wenn hier Müller wesentlich Fe O statt Fe₂ O₃, ferner K₂ O statt Na₂ O gefunden hat, kann dies nur auf eine unvollkommene Ausführung der Analyse zurückzuführen sein; wahrscheinlich gilt dasselbe auch von dem hohen Thonerdegehalte.

Da der Pterolith jedenfalls ein Gemenge von Aegirin und Lepidomelan ist, schien es mir wenig Interesse zu haben, neue Analysen desselben zu veranlassen, um die Erklärung der Müller'schen Analyse zu bestätigen.

Die Umwandlung, welche der Barkevikit bei der Bildung dieser Pseu-

domorphose erlitten hat, geht aus dem Vergleiche zwischen Flink's oben angeführter Analyse dieses Minerals und der Pterolithanalyse einigermaßen hervor; der am meisten auffallende Umstand ist dabei der Austausch von Na_2O im Barkevikit durch K_2O im Lepidomelan des Pterolith.

Die Umwandlung des Barkevikit in Pterolith ist vollkommen analog mit der Umwandlung des Arfvedsonit in ein Gemenge von Aegirin und Lepidomelan bei den grönländischen Vorkommnissen, welche oben erwähnt wurde; nur ist bei der Umwandlung des Barkevikit in Pterolith die Glimmerbildung die Hauptsache, die Aegirinbildung mehr untergeordnet, während bei der erwähnten Arfvedsonitumwandlung das Verhältniss umgekehrt ist.

Doch finden sich an dem Vorkommen des Barkevikit auch Pseudomorphosen dieses Mineralen, welche, wie die grönländischen, mehr vorherrschend aus dem Pyroxenmineral bestehen. So fand ich eine derartige Barkevikitpseudomorphose in faustgrossen Stücken mit der rohen Krystallbegrenzung des Barkevikit theilweise erhalten, bestehend aus einer parallelstengeligen Masse von ungefähr $\frac{1}{2}$ —1 cm langen und ca. 1 mm dicken Aegirinsäulen von gewöhnlichem (unter dem Mikroskope grünem) Aegirin, zwischen welchen ungefähr in gleicher Menge auch zahlreiche (unter dem Mikroskope tiefbraune, stark pleochroitische) Lepidomelanschuppen eingeklemmt sind. Unter dem Mikroskope sieht man, dass die Glimmerschuppen auch reichlich in den Aegirinsäulen eingeschlossen sind. Was dieser Pseudomorphose das grösste Interesse verleiht, ist jedoch der Umstand, dass sowohl der Aegirin als der Lepidomelan beide äusserst reichlich mit zahlreichen Körnchen von tief violblauem Flussspath imprägnirt sind, welche offenbar gleichzeitig mit den beiden genannten Hauptmineralien gebildet wurden. Ausserdem enthält diese Pseudomorphose ganz untergeordnet kleine Schuppen von Astrophyllit und hier und da ein Körnchen von Cancrinit.

Diese letzterwähnten Aegirin-Lepidomelan-Pseudomorphosen nach Barkevikit sind ganz grobstrahlig gebaut im Vergleiche mit den scheinbar homogenen dichten bis feinstrahligen Massen der grönländischen Arfvedsonit-Pseudomorphosen; doch sind beide gewiss von analoger Bildung und als primäre Pseudomorphosen, keineswegs als Verwitterungsbildungen anzusehen. Die von Breithaupt als Pterolith bezeichneten Pseudomorphosen des Barkevikit scheinen mir am meisten analog mit den von Becker, Bleibtreu u. A. beschriebenen randlichen Umwandlungen der Olivine, Enstatite, Smaragdite etc. in den Olivinkugeln der Basalte. In den Augitsyeniten, in welchen unsere Gänge auftreten, findet man im Gesteine selbst an manchen Stellen verschiedene Beispiele derartiger primärer Umwandlungen, z. B. Umfranzungen der braunen Hornblenden mit Augit etc.; sie stehen offenbar mit den so häufigen Resorptionserscheinungen der zuerst ausgeschiedenen dunklen Mineralien in Verbindung. Von bedeutendem

Interesse scheint mir die Beobachtung, dass in der eben erwähnten Pseudomorphose von Aegirin und Lepidomelan nach Barkevikit gleichzeitig mit diesen Mineralien so reichlich Flussspath gebildet worden ist; wir werden dadurch direct an die Versuche Dölter's*) über die Umschmelzung der Hornblenden in Fluoriden erinnert, wobei durch Schmelzen der Hornblende von Cernošin mit Fluornatrium und Fluormagnesium eine reichliche Bildung von stark pleochroitischem, tiefbraunem Meroxen resultirte, während er aus dem Gastaldit durch ähnliches Verfahren, wie oben erwähnt, gleichzeitig Glimmer und ein Mineral der Aegirinreihe erhielt. Der reichliche Flussspathgehalt bei der von mir oben beschriebenen Pseudomorphose scheint mir zu beweisen, dass auch bei deren Bildung Fluorverbindungen mitgewirkt haben. Da der Pterolith eine vollkommen analoge, nur an Glimmer reichere Pseudomorphose desselben Vorkommens ist, so dürfte dasselbe auch für dieses Umwandlungsproduct gelten, obwohl die bei der Umwandlung als »agents minéralisateurs« mitwirkenden Fluorverbindungen hier in der Regel nicht mehr erhalten sind.

*) Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. 10, 68 etc.

50. Ainigmatit, Breithaupt. (Kölbingit, Breithaupt.)

1866. A. Breithaupt, Mineral. Studien, Sep. aus Berg- u. Hüttenm. Zeit. S. 52.

1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. 9, 270.

Schon im Jahre 1866 beschrieb der scharfsinnige Mineralienkenner A. Breithaupt eine neue hornblendeähnliche Mineralspecies: Ainigmatit; dies merkwürdige Mineral sollte nach ihm durch folgende Eigenschaften gekennzeichnet sein: Farbe sammettschwarz mit röthlichbraunem Strich, starker Glasglanz an Spaltflächen nach einem Prisma mit dem Winkel $66^{\circ} 34'$ (»mit dem Reflexionsgoniometer genau gemessen«). Specifisches Gewicht im Mittel von drei Bestimmungen 3,852. Ueber die Krystallform gab Breithaupt ferner an, dass diese die gleiche wäre, wie die des auch von ihm gleichzeitig beschriebenen Kölbingit, von welchem angegeben wurde, dass an demselben die Formen $\{110\}\infty P$, $\{100\}\infty \bar{P}\infty$, $\{010\}\infty \bar{P}\infty$ und ein Brachydoma $\{011\}\bar{P}\infty$ beobachtet worden seien; ausserdem hatte er einen Zwillling nach dem Brachypinakoid gefunden, und endlich zeigte sich das Brachydoma nur oben rechts, nicht entsprechend an der linken Seite ausgebildet. Aus diesen Beobachtungen geht also mit voller Bestimmtheit hervor, dass der Kölbingit, sowie auch der Ainigmatit asymmetrisch sei.

Später wurde über diese merkwürdigen Mineralien, so viel mir bekannt, nichts veröffentlicht, ausser einer ganz kurzen Notiz *) von J. Lorenzen; dieser erwähnt, dass er eine Anzahl Krystalle (von Naujakasik in der Nähe von Kangerdluarsuk) im Mineralien cabinet der Universität Kopenhagen untersucht habe. Die Krystalle wurden von Lorenzen für monosymmetrisch gehalten und sollten Combinationen von ∞P , $\infty \bar{P}\infty$, $\infty R\infty$, sowie einer Pyramide und zweier als Klinodomen aufgefasster Flächen zeigen. Der Prismenwinkel wurde von Lorenzen zu ca. 66° gemessen, der Strich wurde als rothbraun und das spec. Gew. = 3,80 bestimmt. Lorenzen gab ferner an, dass der Ainigmatit beim ersten Anblicke sehr an den Arfvedsonit erinnere, aber von diesem theils durch den rothbraunen Strich (beim Arfvedsonit blau), sowie durch das Auftreten des »Orthopinakoides«, welches beim Arfvedsonit fehlen sollte, zu unterscheiden wäre; die erste Angabe ist zutreffend, die zweite aber insofern unrichtig, als die Fläche $\{100\}$ beim grönländischen Arfvedsonit nicht immer fehlt, dagegen auch beim Ainigmatit fehlen kann.

In demselben Jahre (1884), als die kleine Notiz Lorenzen's wieder die Aufmerksamkeit auf den vergessenen Ainigmatit lenkte, veröffentlichte

*) Meddelelser om Grönland, 2, 53; auch in Mineral. Magazine 5 und Referat in dieser Zeitschr. 7, 607.

H. Förstner*) seine bekannte Untersuchung über den von ihm aufgestellten Cossyrit aus den Pantelleriten der Insel Pantellaria. In dieser trefflichen Abhandlung wurde sowohl eine vollständige krystallographische Charakteristik, als eine chemische Analyse jenes Minerals mitgetheilt, welches in allen seinen Eigenschaften die grösste Aehnlichkeit mit dem Ainigmatit Breithaupt's darzubieten schien. Förstner selbst war jedoch offenbar nicht auf diese Aehnlichkeit aufmerksam geworden, da er sonst gewiss eine Bemerkung darüber angeführt hätte; dagegen hat P. Groth später**) (1883) in einer Anmerkung seines Referats über die Notiz Lorenzen's ausdrücklich die Wahrscheinlichkeit einer nahen Verwandtschaft der beiden Mineralien Ainigmatit und Cossyrit hervorgehoben.

Da es unter diesen Verhältnissen von Interesse schien, das Krystallsystem des Ainigmatit und seine Relationen zum Cossyrit näher aufzuklären, und da es mir ferner auch für das Studium der Hornblendemineralien der norwegischen Gänge wünschenswerth war, den Ainigmatit genauer kennen zu lernen, so ersuchte ich Herrn Professor Fr. Johnstrup in Kopenhagen um Material für die Untersuchung des grönländischen Ainigmatit. Durch sein freundliches Entgegenkommen erhielt ich ein ausgezeichnetes Material aus den reichen Sammlungen des Mineralienkabinetts der Universität Kopenhagen zur Untersuchung anvertraut; dasselbe bestand sowohl aus Krystallen von Naujakasik bei Tunugdliarfik, als aus solchen von Kangerdluarsuk. Sie waren theils von Herrn Giesecke anfangs des Jahrhunderts, theils von Herrn K. J. V. Steenstrup auf seinen grönländischen Reisen gesammelt. Die meisten der elf Krystalle zeigten mehr oder weniger wohlausgebildete Endflächen.

Das Krystallsystem zeigte sich bei näherer Untersuchung wie beim Cossyrit asymmetrisch.

Wenn für die Krystalle dieselbe Aufstellung, wie die zweite des Cossyrit nach Förstner gewählt wird, wodurch die Aehnlichkeit mit Hornblende und die Annäherung an ein monosymmetrisches Axensystem am besten hervortritt, so zeigen die grönländischen Ainigmatitkrystalle folgende Formen:

$a = \{100\} \infty \bar{P} \infty$	$\zeta = \{021\} 2\bar{P}' \infty$
$b = \{040\} \infty \bar{P} \infty$	$r = \{111\} P,$
$m = \{110\} \infty P',$	$R = \{111\}, P$
$\mu = \{1\bar{1}0\} \infty P,$	$j = \{131\} 3\bar{P}, 3$
$e = \{130\} \infty P', 3$	$i = \{131\} 3, \bar{P} 3$
$\varepsilon = \{1\bar{3}0\} \infty P', 3$	$\varphi = \{133\} \bar{P}' 3$
$c = \{004\} 0P (?)$	$q = \{1\bar{5}1\} 5\bar{P}, 5$
$z = \{0\bar{2}1\} 2\bar{P}' \infty$	$\xi = \{151\} 5, \bar{P} 5.$

*) Diese Zeitschr. 5, 345—362.

**) Ebenda 7, 607.

Die meisten dieser Formen wurden durch Messungen ziemlich sicher bestimmt; in einigen Fällen waren jedoch die Flächen zu rauh, um absolut sicher erkannt zu werden; die Hauptformen waren an mehreren Krystallen genau messbar.

Einige Messungen an den beiden besten Krystallen sollen hier zum Vergleich mit denen des Cossyrit angeführt werden.

	Ainigmatit	Cossyrit (Förstner)	
	beobachtet:	beobachtet:	berechnet:
$b : m = (010):(110) = 56^{\circ}44' \text{ (I)}$		*56°38'	*56°38'
	56 45 (II)		
$b : \mu = (010):(\bar{1}10) = 57^{\circ}5' - 10' \text{ (I)}$		*57 6	*57 6
	57 8½ (II)		
$m : \mu = (110):(\bar{1}10) = 66^{\circ}44' - 6' \text{ (I)}$		65 55	*65 54
	66 4 (II)		
$b : \rho = (0\bar{1}0):(\bar{1}\bar{5}1) = 29^{\circ}38\frac{1}{2}' \text{ (I)}$		30 16	29 27
$\rho : r = (\bar{1}\bar{5}1):(\bar{1}\bar{1}1) = 42^{\circ}7' \text{ (I)}$		44 13	42 2
$\mu : z = (1\bar{1}0):(0\bar{2}1) = 62^{\circ}23\frac{1}{2}' \text{ (I)}$		62 40	62 43
$z : r = (0\bar{2}1):(\bar{1}\bar{1}1) = (31^{\circ}55') \text{ (I)}$		30 43	31 2
$\mu : \rho = (1\bar{1}0):(\bar{1}\bar{5}1) = 68^{\circ}34' \text{ (I)}$		—	—
$m : \rho = (\bar{1}\bar{1}0):(\bar{1}\bar{5}1) = 53^{\circ}42' \text{ (I)}$		—	—
$\rho : z = (\bar{1}\bar{5}1):(0\bar{2}1) = 32^{\circ}38' \text{ (I)}$		34 33	32 37

Die Messungen der Prismenzone wurden mit dem Reflexionsgoniometer, die übrigen mit dem Fühlhebelgoniometer ausgeführt; da die Messungen der Prismenzone am Krystalle Nr. II sehr gut waren, ist vielleicht ein geringer Unterschied im Axenverhältnisse des Cossyrit und des Ainigmatit, wenn die Messungen Förstner's an den ganz kleinen Cossyritkrystallen als hinreichend genau angesehen werden können, vorhanden. Da aber die übrigen Messungen nur mit dem Fühlhebelgoniometer ausgeführt wurden, demnach nicht sehr genau sein können, so liess sich ein vollständiges genaues Axenverhältniss des Ainigmatit nicht aufstellen; der Unterschied von dem von Förstner für den Cossyrit aufgestellten Axenverhältnisse kann jedenfalls nur ganz unbedeutend sein.

Das obenstehende Flächenverzeichnis zeigt, dass bei dem Ainigmatit die meisten beim Cossyrit nachgewiesenen Formen auftreten. Wie beim Cossyrit sind sie sämtlich asymmetrisch ausgebildet; die Taf. XVI Fig. 40 und 40 a (zweimal vergrössert, sonst naturgetreu) zeigt deutlich die asymmetrische Flächenvertheilung. Da ferner, wie beim Cossyrit, Zwillingsbildung nach dem Brachypinakoid verbreitet vorkommt (siehe die feinen Zwillingslamellen an Fig. 40), so ist es wohl möglich, dass von den oben erwähnten Formen einige mit Unrecht aufgeführt sind, indem sich an den

gewöhnlich nicht genau messbaren Endflächen nicht immer der Zwillingsbau sicher erkennen liess.

In optischer Beziehung ist der Ainigmatit ebenfalls ziemlich nahe übereinstimmend mit dem Cossyrit Förstner's; da die Krystalle des letzteren sehr klein sind, erlauben die Angaben Förstner's zwar keinen vollständigeren Vergleich, an den in verschiedenen Gesteinen vorkommenden Cossyritschnitten habe ich mich aber von der Uebereinstimmung mit dem Ainigmatit überzeugt. Die optische Axenebene des Ainigmatit liegt nahezu parallel dem Brachypinakoid; die erste, positive, Bisectrix tritt ungefähr im spitzen Winkel zwischen den Axen a und b aus. Der Axenwinkel ist ziemlich klein; nach Schätzung dürfte der scheinbare Axenwinkel in Luft nur ungefähr 60° sein.

Das Interferenzbild in einer Platte senkrecht zur spitzen Bisectrix zeigt, dass die Dispersion deutlich unsymmetrisch ist; wegen der äusserst starken Absorption liess sich die Dispersion der optischen Axen kaum deutlich erkennen, doch schien mir der Axenwinkel für $\varrho < \nu$ zu sein*). Der Auslöschungswinkel ist in Platten parallel zum Makropinakoid $\{100\} \infty \bar{P} \infty$ im Mittel einer grösseren Anzahl im Gaslichte ausgeführten Messungen $3^\circ 46'$ gegen die c -Axe; in Platten parallel zum Brachypinakoid $\{010\} \infty \bar{P} \infty$ im Mittel $44^\circ 57'$, also fast genau 45° gegen die c -Axe. Förstner giebt für den Cossyrit für die genannten Auslöschungswinkel 3° , resp. ca. 39° an.

Die Absorption und der Pleochroismus sind aussergewöhnlich stark; nur die dünnsten Platten sind überhaupt so durchscheinend, dass die optischen Verhältnisse sich genauer studiren lassen.

Dünnschliffe nach $\{100\} \infty \bar{P} \infty$ sind relativ wenig pleochroitisch**). Die Schwingungsrichtung, welche mit der Verticalaxe $3^\circ 46'$ bildet, liegt im oberen rechten Quadranten des Schliffes (also hier rechts von der c -Axe): die nach dieser Richtung schwingenden Strahlen sind die in diesen Schliffen am stärksten absorbirten, die senkrecht darauf, ungefähr parallel der b -Axe, schwingenden sind weniger absorbirt***). Beide Strahlen sind jedoch in

*) In meiner vorläufigen Mittheilung steht durch einen Druckfehler $\varrho > \nu$.

**) Vielleicht rührt es davon her, dass Rosenbusch (Hülfsstab. z. mikr. Mineralbest. Tab. III d) von dem Ainigmatit = Cossyrit den Pleochroismus als »schwach« anführt; in der That ist derselbe in anderen Schnitten sehr stark.

***) Dies ist gerade das umgekehrte Verhältniss von dem, was Förstner für den Cossyrit angiebt (l. c. S. 358); er sagt nämlich: »Der Cossyrit zeigt ferner in Platten nach $\infty \bar{P} \infty$ unter einem Winkel von 87° gegen die Verticalaxe beinahe vollkommene Absorption.« Wahrscheinlich nach dieser Angabe hat auch z. B. Rosenbusch (Mikr. Phys. I, 356) angeführt: »Die gegen die Prismenaxe am stärksten geeigneten Strahlen scheinen am stärksten absorbirt zu werden.« In Dünnschliffen von Pantellerit (von welchen ich durch freundliche Gabe von Rosenbusch Scherben erhielt) habe ich mich jedoch überzeugt, dass der Cossyrit sich ganz wie der Ainigmatit verhält.

diesen Schliffen sehr stark absorbiert, so dass überhaupt nur gute Dünnschliffe nach $\infty\bar{P}\infty$ hinreichend durchscheinend werden.

Viel stärker ist aber der Pleochroismus in Schliffen nach $\{010\}\infty\bar{P}\infty$. Die Strahlen, welche ungefähr parallel der im spitzen Winkel der a - und c -Axen (also hinten oben) austretenden ersten Bisectrix schwingen, sind vollständig absorbiert selbst in ganz dünnen Schliffen; die senkrecht darauf, ungefähr parallel der stumpfen Bisectrix schwingenden Strahlen sind viel weniger absorbiert mit rothbrauner Farbe.

Dünnschliffe senkrecht zur spitzen, positiven, Bisectrix zeigen sich ebenfalls sehr stark pleochroitisch; da es der Spaltbarkeit wegen nicht gelingen wollte, derartige Schliffe so dünn wie die übrigen zu erhalten, erwiesen sich hier die am stärksten absorbirten nach der b -Axe (der optischen Normale) schwingenden Strahlen vollständig absorbiert, während die parallel der stumpfen Bisectrix schwingenden Strahlen viel weniger absorbiert mit rothbrauner Farbe erschienen.

Schliffe senkrecht zur stumpfen Bisectrix endlich zeigten sich ebenfalls ziemlich stark pleochroitisch, obwohl weniger als diejenigen senkrecht zur spitzen Bisectrix; dagegen ist die Absorption im Durchschnitte grösser, indem die nach der spitzen Bisectrix (der c -Axe) schwingenden Strahlen noch stärker absorbiert werden, als die nach der b -Axe schwingenden. Der Absorptionsunterschied beider Strahlen ist aber geringer, als zwischen a und c .

Der Pleochroismus ist in dem Ainigmatit also sehr stark in allen Schnitten ausser denjenigen nach dem Makropinakoid; die Absorption ist ferner für

c	$>$	b	$>$	a
braunschwarz		tief kastanienbraun		heller rothbraun.

Das Schema für den Pleochroismus ist demnach dasselbe, wie für die Hornblenden im Allgemeinen.

Von dem Cossyrit hatte schon Förstner eine Analyse ausgeführt; da es mir aber der aussergewöhnlich starken Absorption und der tiefbraunen Absorptionsfarben wegen sehr wahrscheinlich vorkam, dass der Ainigmatit ein Titan-reiches Mineral sein müsse, veranlasste ich an diesem die Ausführung einer Analyse desselben, welche gütigst von Herrn G. Forsberg unternommen wurde; zum Vergleiche ist neben dieser auch die Analyse des Cossyrit nach Förstner angeführt:

Ainigmatit (Forsberg):			Cossyrit (Förstner):
SiO_2	37,92	0,632	43,55
TiO_2	7,57	0,095	—
Fe_2O_3	5,84	0,030	7,97
Al_2O_3	3,23	0,034	4,96
FeO	35,88	0,498	32,87
MnO	4,00	0,044	4,98
CuO	—	—	0,39
CaO	4,36	0,024	2,04
MgO	0,33	0,008	0,86
Na_2O	6,58	0,106	5,29
K_2O	0,54	0,006	0,33
	<hr/> 100,49		<hr/> 100,24

Ueber die Ausführung der Analyse hat Forsberg folgende Bemerkungen beigefügt: »Das Mineralpulver zeigte sich unlöslich in Schwefelsäure, selbst beim Erhitzen mit concentrirter Säure in einem zugeschmolzenen Rohre bei 170° C. Auch starke Salzsäure löst das Pulver nur wenig und ganz unvollständig. Die Titansäure wurde dadurch bestimmt, dass TiO_2 und Al_2O_3 aus einer verdünnten Lösung mit Natriumhyposulfit gefällt wurden*), die Fällung wurde geglüht und gewogen, mit Kaliumbisulfat geschmolzen und in kaltem Wasser gelöst; TiO_2 wurde dann aus der Lösung durch anhaltendes Kochen gefällt und bei der Prüfung auf Eisen frei von letzterem gefunden. Die gewogene Kieselsäure wurde speciell sorgfältig auf vielleicht vorhandene TiO_2 geprüft.

»Der Oxydationsgrad des Eisens wurde durch Titiren mit Chamäleon bestimmt, nach der Zersetzung des Mineralpulvers mit Flusssäure und verdünnter Schwefelsäure in einem zugeschmolzenen Rohre von schwer schmelzbarem böhmischen Kaliglase. Die Luft wurde durch Kohlensäure, welche durch eingebrachtes Natriumbicarbonat erzeugt wurde, vertrieben.«

Die Analyse Forsberg's lässt sich auf folgende Weise berechnen:

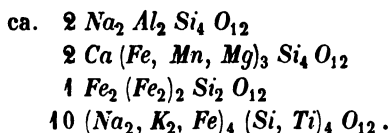
Na_2O	0,034	
Al_2O_3	0,034	
SiO_2	0,124	
	<hr/> 0,186	$= \text{Na}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_4 \text{O}_{12} \quad = 2$
CaO	0,024	
MgO	0,008	} 0,072
MnO	0,044	
FeO	0,050	
SiO_2	0,096	
	<hr/> 0,192	$= \text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg})_3 \text{Si}_4 \text{O}_{12} = 2$

*) Da die Thonerde auf diese Weise kaum vollständig gefällt werden kann, wurde, sie in einer besonderen Probe bestimmt.

<i>Fe O</i>	0,030		
<i>Fe₂ O₃</i>	0,030		
<i>Si O₂</i>	0,030		
	<hr/>	$0,090 = Fe_2 (Fe_2)_2 Si_2 O_{12}$	$= 1$
<i>Na₂ O</i>	0,062	}	0,486
<i>K₂ O</i>	0,006		
<i>Fe O</i>	0,448		
<i>Si O₂</i>	0,392	}	0,486
<i>Ti O₂</i>	0,095		
	<hr/>	$0,972 = (Na_2, K_2, Fe)_4 (Si, Ti)_4 O_{12}$	$= 10$

Rest 0,043 *Na₂ O*, entsprechend 0,80 %, zu viel; von *Si O₂* ist bei dieser Berechnung 0,040, entsprechend 0,60 %, *Si O₂* zu wenig vorhanden.

Nach dieser Deutung würde der Ainigmatit also bestehen aus:



Selbstverständlich kann diese Deutung, was die Vertheilung der Basen und Säuren betrifft, nur als ganz hypothetisch angesehen werden; so viel geht jedoch jedenfalls aus der Analyse hervor, dass der Ainigmatit nicht die hinreichende Menge an Säuren enthält, um lediglich aus Metasilicaten resp. Metatitanaten zu bestehen; es müssen vielmehr basischere Verbindungen darin vorhanden sein, was auch von Förstner für den Cossyrit angenommen wurde. Da das Analysenmaterial unter dem Mikroskope auf seine Reinheit untersucht war und befriedigend befunden wurde, kann die grössere Basicität nicht durch Verunreinigungen (Nephelin) erklärt werden.

Es geht aus dem Vergleiche der Analysen des Ainigmatit und des Cossyrit hervor, dass beide Mineralien nahe übereinstimmen, ausgenommen, dass in der letzteren keine *Ti O₂* angegeben ist; da aber von Förstner nicht speciell auf *Ti O₂* geprüft wurde, scheint es mir nach dem ganzen Vergleiche des Ainigmatit mit dem Cossyrit kaum zweifelhaft, dass auch die letztere Säure in dem Cossyrit in der That vorhanden ist und ebenso wie beim Ainigmatit die tiefbraune Farbe und die äusserst starke Absorption (vergl. Pseudobrookit, Titaneisenerz, Titangranat, Schorlomit etc.) bedingt; der grössere Gehalt an Sesquioxiden und Kieselsäure in Förstner's Analyse dürfte deshalb auf darin mitgewogener *Ti O₂* beruhen.

Aus dem ganzen obenstehenden Vergleiche zwischen dem Ainigmatit und dem Cossyrit scheint mir ziemlich bestimmt hervorzugehen, dass diese beiden Mineralien als identisch angesehen werden müssen; es kann demnach der Name Cossyrit nur als Synonym angesehen

und muss der ältere Name Ainigmatit, Breithaupt's, für die Species wieder aufgenommen werden.

Schon Förstner hat in seiner Monographie des Cossyrit die nahe Verwandtschaft mit den Hornblendemineralien auf überzeugende Weise dargelegt; der grösste Unterschied in krystallographischer Beziehung macht sich in der Verticalzone bemerkbar, indem der Prismenwinkel $m:m'$ beim Ainigmatit = $66^{\circ}6'$ (Brögger) oder $65^{\circ}54'$ (Förstner), beim Arfvedsonit = $56^{\circ}48' - 56^{\circ}5'$ (Brögger), bei gewöhnlichen Hornblenden = $55^{\circ}49'$ (Des Cloizeaux) oder $55^{\circ}44'$ (Franzenau) beträgt; die übrigen Hauptzonen weisen dagegen auffallende Aehnlichkeit mit den Hornblenden auf. Förstner hält es deshalb auch für sehr wahrscheinlich, dass der Cossyrit (= Ainigmatit) »ein asymmetrisches Glied der Amphibolreihe sei«.

Ich kann ihm in dieser Auffassung nur beistimmen; die zweite mögliche Auffassung, nach welcher der Pyroxen, der Ainigmatit und die Hornblende die Repräsentanten dreier verschiedenen pleomorphen Reihen wären, scheint mir, wenn die nahe Verwandtschaft mit Hornblende berücksichtigt wird, wenig wahrscheinlich.

Ist also der Ainigmatit als ein asymmetrisches Glied der Hornblende-reihe aufzufassen, so liegt es nahe zu fragen, welche chemische Verschiedenheit eine so durchgreifende Morphotropie in der Verticalzone veranlasst haben kann?

Ein Vergleich der Analysen des Arfvedsonit (nach Lorenzen) und des Ainigmatit (nach Forsberg) zeigt nun, dass der einzige wesentliche Unterschied in chemischer Beziehung zwischen diesen beiden Mineralien eben darin besteht, dass im Ainigmatit die SiO_2 zum Theil durch TiO_2 ersetzt ist; es scheint demnach kaum zweifelhaft, dass eben der Titansäure die bedeutende morphotropische Aenderung, welche der Winkel des Spaltprismas der Hornblende beim Ainigmatit erlitten hat, zugeschrieben werden muss.

Einen exacteren Ausdruck dieser morphotropischen Einwirkung erhält man durch den Vergleich der Verhältnisse der Axen $a:c$ und $a:b$ bei Hornblende, Arfvedsonit und Ainigmatit:

Gew. Hornblende (Des Cloizeaux):	Arfvedsonit (n. Brögger):	Ainigmatit (Förstner):
$a:c = 1,8413$	1,8506	1,8907
$\beta = 75^{\circ}2'$	$75^{\circ}44\frac{1}{2}'$	$77^{\circ}47'$
$b:a = 1,8804$	1,8496	1,5089

Man sieht hieraus, dass das Verhältniss der Axen $a:c$ bei allen ziemlich nahe übereinstimmt. Bedeutend verschieden ist dagegen beim Ainigmatit das Verhältniss der Axen $b:a$; auch hier steht der Arfvedsonit zwischen der gewöhnlichen Hornblende und dem Ainigmatit. Es erhellt also aus dem Vergleiche zwischen den chemisch nahe verwandten Mineralien

Arfvedsonit und Ainigmatit, dass durch die morphotropische Einwirkung der Titansäure die *b*-Axe des letzteren im Vergleiche mit derjenigen des Arfvedsonit ungefähr um ein Sechstel verkürzt worden ist. Da auch bei anderen Mineralien die Titansäure nachweisbar durch sehr kräftige morphotropische Wirkungen ausgezeichnet ist, dürfte der auffallende Unterschied des Ainigmatit von dem Arfvedsonit durch die oben gegebene Deutung am wahrscheinlichsten erklärt werden.

Was den Unterschied des Winkels β betrifft, so dürfte letzterer vielleicht wesentlich durch den hohen Gehalt an Eisenoxiden beeinflusst worden sein. Bei dem von G. Flink untersuchten Grammatit von Nordmarken mit nur 2,95 % FeO war der Winkel β nämlich nur $74^{\circ}48\frac{1}{2}'$, bei der gewöhnlichen eisenhaltigen dunkeln Hornblende nach Des Cloizeaux $75^{\circ}2'$, bei dem sehr eisenreichen Arfvedsonit (mit 33,44 FeO , 0,45 MnO , 3,80 Fe_2O_3 , nach Lorenzen) fand ich $75^{\circ}44\frac{1}{2}'$, bei dem Ainigmatit (mit 35,88 FeO , 1,00 MnO , 5,84 Fe_2O_3 , nach Forsberg) mit ca. 5 % mehr Eisen- und Manganoxiden als der Arfvedsonit, wäre der Winkel β nach Förstner $77^{\circ}47'$. Dass dieser Winkel mit dem Gehalte an Eisen- und Manganoxiden bei den Hornblenden zunimmt, wird nach meiner Ansicht noch mehr durch G. Flink's Untersuchung des Richterit bestätigt, indem hier derselbe = $75^{\circ}46'$, also gleich dem des Arfvedsonit wäre; dies würde mit der allgemeinen Erfahrung bei der Pyroxengruppe, dass die morphotropischen Wirkungen der Mangansilicate kräftiger als die der Eisensilicate sind, übereinstimmen, indem beim Richterit der FeO -Gehalt nur 2,80, der MnO -Gehalt 5,09 % beträgt.

Ausser seinem Ainigmatit hat Breithaupt aus dem grönländischen Sodalithsyenit, wie oben erwähnt, auch noch eine andere Species mit demselben Prismenwinkel, aber mit pistaziengrünem Striche unter dem Namen Kölbingit aufgestellt; dessen specifisches Gewicht sollte nur 3,60 sein. Lorenzen konnte in den Sammlungen des Mineraliencabinets der Universität Kopenhagen keine Exemplare dieses Minerals unter denen von Grönland entdecken.

Breithaupt meinte, dass der Ainigmatit als eine Pseudomorphose nach dem Kölbingit aufzufassen wäre; dass diese Ansicht unrichtig ist, hat aber schon Lorenzen bemerkt. Dagegen möchte ich es für wahrscheinlich halten, dass umgekehrt der Kölbingit keine bestimmte Species, sondern nur eine Parallelverwachsung von Arfvedsonit und Ainigmatit sein dürfte. Sowohl sein spec. Gew. (= 3,60, ungefähr das Mittel zwischen dem spec. Gew. des Ainigmatit = 3,80 und dem spec. Gew. des Arfvedsonit = 3,44), als auch sein gelblichgrüner Strich (Mittelfarbe zwischen dem rüthlichbraunen des Ainigmatit und dem grünlichblauen des Arfvedsonit) stimmt mit dieser Annahme. Noch mehr spricht aber dafür der Umstand, dass Präparate eines für Arfvedsonit gehaltenen grönlän-

dischen Krystalls, welche Lorenzen vor einigen Jahren im mineralogischen Institut der Hochschule zu Stockholm herstellen liess, einen parallelen Aufbau aus Ainigmatit und Arfvedsonit zeigten. Ebenso zeigten mehrere Präparate, welche ich für die oben angeführten Bestimmungen des Ainigmatit anfertigen liess, eine Verunreinigung der Ainigmatitsubstanz ausser mit Nephelin auch mit parallel verwachsenem Arfvedsonit. Das Studium dieser Präparate macht es wahrscheinlich, dass diese Verwachsung eine ursprüngliche, nicht durch secundäre Umwandlung hervorgerufene war.

Die grönländischen Ainigmatitkrystalle haben zum Theil eine Länge von mehreren Zollen, und sind demnach wahre Riesen im Vergleich mit den winzigen Krystallen des Cossyrit.

Das der Ainigmatit auch auf unseren Gängen in der Umgegend des Langesundfjords vorkommt, scheint mir unzweifelhaft, obwohl ich trotz aller Bemühungen für diese Arbeit kein Material desselben erhalten konnte. Einmal erinnere ich mich selbst bei einem Besuche eines Vorkommens der zahlreichen Scheeren bei Barkevik vor vielen Jahren ein Hornblendemineral mit beim ersten Anblicke abweichendem Prismenwinkel beobachtet zu haben; da der Ainigmatit mir aber damals unbekannt war und da das Mineral nur in unansehnlichen Spaltungsstücken erhalten war, wurde dasselbe nicht aufbewahrt und ist verloren gegangen, und später habe ich die Stelle nicht wieder gefunden. Ferner führt auch Breithaupt von »Bre-
vik« ein Kölbingit-ähnliches Mineral an; die ungefähr feldspathharten, schwarzgrünen Krystalle dieses Minerals sollten nach seiner Beschreibung einen asymmetrischen Habitus und einen Prismenwinkel von 66° — 67° besitzen; spec. Gew. 3,63—3,66 etc. Diese Angaben weisen unzweifelhaft auf ein Ainigmatit-(Kölbingit-)Mineral hin; im Inneren sollten die Krystalle jedoch keine deutliche Spaltbarkeit besitzen, da sie aus in allen Richtungen durcheinander laufenden Stengeln bestanden, weshalb Breithaupt hier eine Paramorphosenbildung oder eine Pseudomorphose nach Kölbingit anzunehmen geneigt war. Auch derartige Krystalle habe ich nicht beobachten können. Breithaupt's Angaben, so unvollständig sie auch sind, beweisen jedenfalls, dass der Ainigmatit der Mineralienassociation unserer Gänge angehört, wie aus der grossen Aehnlichkeit mit dem grönländischen Vorkommen auch zu erwarten war.

Andere Mineralien der Hornblendegruppe, als die bisher erwähnten, habe ich auf unseren Gängen nicht mit Sicherheit beobachtet. Doch muss ich hier bemerken, dass die Sammler immer nur selten Material von derartigen gewöhnlichen Mineralien, wie Hornblende, einsenden, so dass ich es nicht als unmöglich bezeichnen darf, dass vielleicht auch noch andere Glieder der Amphibolgruppe, auf welche ich selbst an Ort und Stelle nicht aufmerksam geworden bin, vorkommen können. Sicher ist es jedenfalls,

dass andere Hornblendemineralien, als die oben erwähnten, auf unseren Gängen ganz selten sein müssen.

Auch in den umgebenden syenitischen Gesteinen selbst sind andere Amphibolmineralien, als diejenigen, welche sich dem Barkevikit anschliessen, nur wenig verbreitet. Doch kommt in den eläolithreichen gestreiften Grenzvarietäten der Augit- und Nephelinsyenite bei Stoksund etc. neben Aegirin und grünschwartzem Pyroxen auch eine tiefschwarzgrüne Hornblendevarietät, welche gewisse Eigenthümlichkeiten darbietet, vor. Unter dem Mikroskope zeigen sich in Dünnschliffen ihre Absorptionsfarben wechselnd zwischen tief bläulichgrün, reingrün bis olivengrün und hell bräunlichgelb; der Auslöschungswinkel scheint recht gross, da in Präparaten zufällige Längsschnitte oft mehr als 30° zeigen. Da keine Krystallbegrenzung ausgebildet ist und da wegen des feinen Kornes und der innigen Mischung mit den Pyroxenen und mit dem gewöhnlichen eisenreichen Glimmer keine Isolation von chemisch reinem Materiale möglich war, konnte die Zusammensetzung dieser Hornblende nicht näher festgestellt werden. Von dem Arfvedsonit unterscheidet sich dieselbe leicht dadurch, dass mehr rein grüne Nuancen unter den Absorptionsfarben im Dünnschliffe vorherrschen; da der Pleochroismus häufig nicht um viel stärker, als der des Aegirin, so ist diese Hornblende dagegen schwieriger von letzterem Minerale zu unterscheiden, wo nicht der grössere Auslöschungswinkel in deutlichen Längsschnitten oder gute Querschnitte mit der Spaltbarkeit der Hornblenden die Bestimmung erleichtern. Auch diese, gewiss an Natron und Eisenoxyd reiche Hornblende habe ich bis jetzt nicht auf den Gängen beobachten können.

Es verdient bemerkt zu werden, dass ich weder in den syenitischen, noch in den granitischen, natronreichen Gesteinen der Landstrecke zwischen Mjösen und dem Langesundfjord unter den dort vorkommenden Hornblendemineralien jemals eine mit dem Riebeckit Sauer's übereinstimmende Hornblende beobachtet habe.

51. Katapleït, Weibye 1849.

1849. P. C. Weibye, Neues Jahrb. f. Min. S. 524 u. 770 Anm.
 — — u. A. Sjögren, Kgl. Sv. Vet. Akad. Handl. S. 99.
 1850. — — Pogg. Ann. 79, 299.
 1854. H. Dauber, ebenda 92, 239.
 1875. C. F. Rammelsberg, Mineralchemie S. 677.
 1880. C. W. Blomstrand, 12. Skand. Naturf. Mödes Förhandl. S. 291.
 1882. H. Sjögren, Öfvers. af Kgl. Sv. Vet. Akad. Förhandl. S. 59.
 1884. W. C. Brögger, Ref. in dieser Zeitschr. 8, 653.
 — A. Sjögren u. M. Weibull, Geol. Fören. Förhandl. 7, 269.
 — H. Sjögren, ebenda S. 275 Anm.
 — W. C. Brögger, ebenda S. 427.
 1885. — Ref. in dieser Zeitschr. 10, 509.
 1886. J. Götz, Mitth. d. naturw. Vereins f. Neuorpommern u. Rügen, Sep. S. 8.
 — C. Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 38, 506.
 1887. C. W. Blomstrand, Bihang t. Kgl. Sv. Vet. Akad. Handl. 12, Afd. II, No. 9, S. 6.

Der Katapleït (von *κατα* und *πλεῖον* aus dem Reichthume der begleitenden Mineralien) wurde 1849 von Weibye auf der Insel Låven (Lamansskjär) entdeckt und von ihm an Prof. Berlin in Lund zur Untersuchung übersandt. Diese wurde Herrn A. Sjögren anvertraut, welcher die ersten Analysen des Minerals ausführte und mit Weibye zusammen eine Beschreibung desselben veröffentlichte.

Die ersten Krystalle des Minerals wurden von Weibye für monosymmetrisch gehalten; diese Annahme ist jedoch, wie nach seinen Angaben ersichtlich, offenbar daraus entstanden, dass er nur unvollkommene Krystallbruchstücke zur Verfügung hatte*).

Später zeigte Dauber, dass der Katapleït hexagonal in Tafeln nach OP mit Abstumpfung an den Seiten durch mehrere Pyramiden (P , $\frac{1}{2}P$, $2P$) und mit dem Prisma ∞P krystallisirt. Aus einer grösseren Anzahl Messungen fand Dauber, von der Annahme, dass der Katapleït hexagonal sei, ausgehend, im Mittel für

$$p : c = P : OP = 57^{\circ}49'6,$$

woraus das Axenverhältniss

*) Er sagt (l. c. S. 300 in Pogg. Ann.): »Nur unvollkommene Krystalle kommen vor, die aus einer Säule von etwa 420° mit einer um 420° schief aufgesetzten basischen Fläche bestehen; zuweilen findet man auch Spuren mehrerer verticaler Flächen.« Man sieht hieraus, dass seine Krystalle das Prisma zeigten; die »um 420° schief aufgesetzte basische Fläche« kann dagegen kaum eine wirkliche Krystallfläche gewesen sein (die Pyramide P ?).

$a : c = 4 : 4,3593$; an Stelle dessen substituirt er:

$a : c = 4 : 4,36125 = 4\sqrt{\frac{1}{3}} : \sqrt{13}$, woraus

$o : c = \frac{1}{2}P : OP = 37^\circ 58\frac{1}{2}'$

$x : c = 2P : OP = 72\ 44\frac{1}{2}'$

$p : c = P : OP = 57\ 24\frac{1}{2}'$

Die Messungen Dauber's waren an Krystallen der zuerst von Weibye entdeckten gelben, gelbbraunen bis röthlichen Varietät des Minerals ausgeführt. Im Jahre 1882 erhielt Prof. A. E. Nordenskiöld aus einem damals noch unbekannten Vorkommen in der Nähe von Arö mehrere bis 5 mm dicke, 2 bis 4 cm grosse Tafeln einer eigenthümlichen graublauen Varietät. Diese Krystalle wurden von Hj. Sjögren gemessen; er erhielt an denselben für

$$P : OP = 57^\circ 35',$$

ferner an Krystallen der gewöhnlichen gelben Varietät

$$P : OP = 57^\circ 33',$$

woraus er das Axenverhältniss

$$a : c = 4,3628$$

berechnete; ausserdem maass er:

$$\infty P : P = 32^\circ 34' \text{ (her. } 32^\circ 26') \text{}$$

$$\infty P : \infty P = 59\ 56 \text{ (her. } 60^\circ) \text{.}$$

Ferner meinte er auch an dem gelbbraunen Kataplekt das Zwillingsgesetz: Zwillingungsfläche $2P$ beobachtet zu haben; ich wies später nach, dass Hj. Sjögren's Angaben über die Bestimmung dieses Gesetzes falsch waren (l. c. Geol. Fören. Förhandl. 1884), erwähnte aber gleichzeitig, dass ein anderes Gesetz: Zwillingungsfläche $\frac{1}{2}P$ bei dem röthlichen Kataplekt auftritt. Auch konnte ich das von Hj. Sjögren zuerst nachgewiesene Zwillingsgesetz des blauen Kataplekt: Zwillingungsfläche P bestätigen.

An der genannten Stelle stellte ich für den gelben Kataplekt das Axenverhältniss

$$a : c = 4 : 4,35073$$

auf und erwähnte ferner, dass der blaue Kataplekt einer besonderen Varietät, Natronkataplekt, angehört.

An einem Krystalle des gewöhnlichen Kataplekt fand J. Götz ausser den schon bekannten Formen OP , ∞P und P auch die neuen Formen $\infty P2$ und eine sehr stumpfe Pyramide, die er als $\frac{1}{10}P$ bestimmte; er maass $\frac{1}{10}P : OP = 3^\circ 7'$, bemerkt aber, dass die Messungen nicht scharf waren. Für den Winkel $P : OP$ fand er $57^\circ 27'$ und bemerkt, dass die Flächen von P parallel nur einer Combinationskante mit $\infty P2$ gestreift waren, was auf pyramidale Hemiedrie hinweisen dürfte.

Schon 1884 hatte ich an dem mir damals zugänglichen Materiale eine grosse Anzahl Messungen angestellt; obwohl diese unter sich wenig gut übereinstimmten, suchte ich damals die Erklärung der geringen Uebereinstimmung in der Unvollkommenheit der Krystalle selbst, indem ich ohne weiteres nach Dauber's Vorgange eine hexagonale Symmetrie derselben als unzweifelhaft annahm. Die Krystalle des gewöhnlichen rothen oder gelblichen Katapleit sind auch in der Regel so wenig vollkommen, dass es an diesen kaum hätte gelingen können, die richtige Erklärung der auffallend geringen Uebereinstimmung selbst der besten Messungen zu finden.

In den letzten Jahren gelang es mir aber, an dem Vorkommen des blauen Katapleit eine grössere Anzahl scheinbar tadelloser Krystalle zu erwerben, welche durch ihre vollkommene Ausbildung bessere Resultate versprachen. Auch hier ergab aber die nähere Untersuchung, dass zwar die einzelnen Messungen oft sehr vollkommen schienen, die Uebereinstimmung aber fortdauernd nur ganz unbefriedigend war. Andererseits schienen gewisse bestimmte Werthe der Messungen öfters wiederzukehren, was nicht auf zufällige Missbildungen hindeuten konnte. Alsdann beobachtete ich an mehreren vollkommenen Krystallen, dass mit auffallender Regelmässigkeit der Winkel zwischen Basis und Prisma von 90° Abweichungen von circa $0^\circ 10'$ bis $0^\circ 47'$ zeigte, ein Verhältniss, welches nicht mit hexagonaler Symmetrie in Einklang gebracht werden konnte.

Nun liess ich Präparate nach der Basis verfertigen; diese besaßen durchgehends einen optisch zweiachsigem Charakter und zeigten ferner, dass die Krystalle stets Zwillinge sind mit einer oft recht complicirten Verwachsung oder Durchwachsung der einzelnen Individuen.

Es wurde nun unter den kleinsten Krystallen ein wasserhell durchsichtiges Exemplar von nur 1 mm Fläche, bei ungefähr $\frac{1}{4}$ mm Dicke gefunden, welches wesentlich aus einem Individuum bestand und sehr befriedigende Messungen erlaubte. An diesem Kryställchen wurde zuerst die optische Axenebene senkrecht zur Kante $OP : \infty P$ gefunden; da nun, obwohl die Auslöschung parallel und senkrecht zu dieser Kante stattfand, die Messungen der zur Axenebene senkrechten Zone $OP : \infty P$ zeigten, dass auch hier der Winkel $OP : \infty P$ von 90° verschieden war, so musste daraus folgen, dass der Katapleit jedenfalls bei gewöhnlicher Temperatur sich nicht hexagonal, sondern monosymmetrisch verhält, eine Auffassung, welche durch die ganze weitere Untersuchung bestätigt wurde.

Danach müssen also diejenigen Flächen des Prismas, welche zur optischen Axenebene senkrecht sind, als die Flächen (100) und $(\bar{1}00)$ des Orthopinakoides $\infty P \infty$ eines monosymmetrischen Krystalles aufgefasst werden, während die restirenden Flächen des hexagonalen Prismas monosymmetrische Prismenflächen werden. Ferner entsprechen die vorderen und hinteren Flächen der Grundpyramide nun den Flächen der Orthodomen

(204) und (20 $\bar{4}$), sowie ($\bar{2}$ 04) und ($\bar{2}$ 0 $\bar{4}$), während die übrigen Pyramidenflächen Grundpyramidenflächen der monosymmetrischen Stellung werden.

An dem genannten Kryställchen (I), wie an zwei anderen, ebenfalls orientirten, ausgesuchten Krystallbruchstücken wurden nun die folgenden genauen Messungen erhalten, welche dieser Deutung gemäss gaben:

$$\begin{array}{ll}
 (204):(400) = 57^{\circ} 23\frac{1}{2}' * \text{ (I)} & (20\bar{4}):(400) = \text{(nicht messb.) (I)} \\
 57 \ 24\frac{1}{2} \text{ (II)} & 57^{\circ} 40\frac{1}{2}' \text{ (II)} \\
 57 \ 22\frac{1}{2} \text{ (III)} & 57 \ 42 \text{ (III)} \\
 (004):(400) = 89 \ 48\frac{1}{2}' * \text{ (I)} & (00\bar{4}):(400) = 90 \ 12 \text{ (I)} \\
 89 \ 47\frac{1}{2} \text{ (III)} & 90 \ 12 \text{ (III)} \\
 (440):(400) = 60 \ 3 * \text{ (I)} &
 \end{array}$$

Die mit * bezeichneten Messungen an dem Kryställchen Nr. I wurden als Grundlage für die Berechnung des folgenden monosymmetrischen Axenverhältnisses benutzt:

$$\begin{aligned}
 a : b : c &= 1,7329 : 1 : 1,3648 \\
 \beta &= 89^{\circ} 48\frac{1}{2}'.
 \end{aligned}$$

Aus diesem Axenverhältnisse berechnen sich die wichtigsten Winkel zu:

$$\begin{aligned}
 (004):(204) &= *57^{\circ} 23\frac{1}{2}' \\
 (004):(\bar{2}04) &= 57 \ 39 \\
 (004):(444) &= 57 \ 28 \\
 (004):(\bar{4}44) &= 57 \ 36\frac{1}{2} \\
 (004):(400) &= *89 \ 48\frac{1}{2} \\
 (004):(440) &= 89 \ 54 \\
 (204):(400) &= 32 \ 25 \\
 (\bar{2}04):(\bar{4}00) &= 32 \ 32 \\
 (444):(440) &= 32 \ 26 \\
 (\bar{4}44):(\bar{4}40) &= 32 \ 29\frac{1}{2} \\
 (444):(\bar{4}44) &= 49 \ 53 \\
 (444):(204) &= 49 \ 54\frac{1}{2} \\
 (\bar{4}44):(\bar{2}04) &= 49 \ 59 \\
 (440):(400) &= *60 \ 3 \\
 (440):(\bar{4}40) &= 59 \ 54
 \end{aligned}$$

Obwohl nun beim Messen der verschiedenen Zonen der Krystalle oft Werthe gefunden werden, welche diesen berechneten Winkeln entsprechen, findet man doch oft, selbst bei entschieden guten Messungen, auch noch bedeutend abweichende Werthe.

Um über die Variation der Winkel eine Vorstellung zu geben, können folgende, an einem Krystalle von Natronkatapleit angeführte Messungen der Polkantenwinkel der Pyramide *P* (hexagonal aufgefasst) angeführt werden; die Flächen sind rings herum fortlaufend mit p^1 , p^2 , p^3 , p^4 , p^5 , p^6 ,

	Berechnet :	Gemessen :
$[(004)]^{\text{II}} : [(\bar{2}04)]^{\text{II}} =$	57 39	57 38½
$[(\bar{2}04)]^{\text{II}} : [(\bar{1}00)]^{\text{II}} =$	32 32	32 33½
$[(004)]^{\text{II}} : [(\bar{1}00)] =$	90 44½	90 40
$[(\bar{1}00)]^{\text{II}} : [(\bar{2}0\bar{1})]^{\text{II}} =$	32 25	(Nicht messbar)
$[(\bar{2}0\bar{1})]^{\text{II}} : [(00\bar{1})]^{\text{II}} =$	57 23½	do.
$[(\bar{1}00)]^{\text{II}} : [(00\bar{1})]^{\text{II}} =$	89 48½	89 48½
$[(004)]^{\text{II}} : [(00\bar{1})]^{\text{II}} =$	180 0	179 58½
<hr/>		
$(204) : (444) =$	49 51½	49 54½
$(444) : [(\bar{1}00)]^{\text{II}} =$	65 40½	65 8½*)
<hr/>		
$(44\bar{1}) : (400) =$	65 9	65 40
$(44\bar{1}) : [(\bar{2}0\bar{1})]^{\text{II}} =$	49 53½	(49 45½)*

Wie man sieht, stimmen die Messungen mit dem angenommenen Aufbau des winzigen Krystallbruchstückes so genau überein, wie man es erwarten konnte; nur die Messung $(44\bar{1}) : [(\bar{2}0\bar{1})]^{\text{II}}$ zeigt eine bedeutendere Abweichung; die Fläche $[(\bar{2}0\bar{1})]^{\text{II}}$ war aber sehr klein und deshalb schwierig messbar. Die Messungen zeigen auch evident, dass sie sich mit einer hexagonalen Symmetrie nicht in Einklang bringen lassen.

An grösseren Krystallen lässt sich eine Vorstellung über den Aufbau in den meisten Fällen gar nicht aus den Messungen ableiten. Der innigen Durchdringung der drei Hauptorientirungen wegen sind die Flächen niemals einheitlich, sondern geben zusammengesetzte Bilder, welche in der Regel nur wenig genaue Messungen gestatten; jede scheinbare Pyramidenfläche der hexagonalen Stellung ist nämlich wegen der innigen Durchdringung der Einzelindividuen der Drillinge (— bis Sechslinge?) wenigstens aus drei, nahe, aber nicht genau zusammenfallenden Flächen gebildet, nämlich aus einem Orthodoma und zwei Pyramidenflächen; von diesen drei Flächen gehört je eine einem der drei verzwilligten Individuen an. Da diese Durchdringung auf sehr mannigfache Weise geschehen kann, und da bald die Flächen des einen, bald des anderen Individuums vorherrschen, variiren selbstverständlich die Winkelwerthe beim Messen stark, wobei zu bemerken ist, dass die Durchdringung eine so innige ist, dass dieselbe nur im Dünnschliffe bei mikroskopischer Untersuchung erkannt werden kann. Das Auge empfängt deshalb von jeder Fläche einen Gesamteindruck einer grossen Anzahl mikroskopisch kleiner, ungleich orientirter Flächentheilchen, weshalb das Bild beim Messen zwar oft einigermaßen einheitlich erscheint, aber eine grössere oder geringere Diffusion zeigt.

Die optische Untersuchung von basischen Dünnschliffen lehrt, dass in

*) $[(\bar{1}00)]^{\text{II}}$ liegt natürlich nicht ganz genau in der Zone $(204):(444)$, ebenso wie auch $[(\bar{2}0\bar{1})]^{\text{II}}$ nicht ganz genau in der Zone $(44\bar{1}):(400)$ liegt.

jedem Sechstel oft die Flächen der demselben angehörigen Orthodomenzone vorherrschen. Dies giebt sich auch beim Messen der Krystalle durch die Beschaffenheit des Reflexbildes des Websky'schen Spaltes kund, indem häufig ein einzelnes stärkeres Bild vorherrscht, um welches andere, mehr diffuse Bilder sich gruppieren. Die vorherrschenden Bilder entsprechen dann, in einigen Fällen jedenfalls, den dem betreffenden Sechstel angehörigen Flächen der Orthodomenzone.

Dass übrigens die scheinbar einer hexagonalen Pyramide P angehörigen Flächen bei gewöhnlicher Temperatur nicht immer gleichwerthig sein können, geht auch noch aus einem anderen Umstande hervor. Schon Götz hatte eine einseitige Streifung auf P , parallel einer Combinationskante mit ∞P_2 beobachtet; ich habe dieselbe einseitige Streifung auch an einem einzigen Krystalle (von Natronkataplekt) beobachtet. In anderen Fällen kommt aber auf den P -Flächen eine Streifung senkrecht zur Kante $OP:P$ vor. Obwohl diese verschiedenartigen Streifungen nicht an einem und demselben Krystalle gleichzeitig beobachtet wurden, scheinen sie doch eine Ungleichwerthigkeit der P -Flächen bei gewöhnlicher Temperatur anzudeuten. Es kann hier beiläufig bemerkt werden, dass die gewöhnlichste Streifung der P -Flächen des Kataplekt übrigens parallel zur Kante $OP:P$ verläuft.

Diese verschiedenen Arten von Combinationsstreifung dürfen übrigens nicht mit einer anderen Art von Streifung, welche auch bisweilen auftritt, verwechselt werden. An einem Krystalle fand ich nämlich eine feine Streifung über alle Flächen einer Zone $OP:P$ (hexagonal aufgefasst) so verlaufend, dass die Streifen an allen Flächen der Zone (P' oben, $\infty P'$ und P' unten) in einer Ebene und zwar einer vorderen oben gelegenen Pyramidenfläche P parallel waren; auf den Basisflächen setzen die Streifen parallel der Kante $OP:P$ fort. Diese Streifung rührte, wie die optische Untersuchung des senkrecht zur Zone $P:\infty P$ durchgeschnittenen Krystalles zeigte, von feinen Zwillingslamellen nach P her (siehe Fig. 40, Taf. XIX).

Da die Kataplektkrystalle trotz ihres bei gewöhnlicher Temperatur offenbar monosymmetrischen Charakters doch andererseits häufig bei der Messung wenig übereinstimmende Resultate lieferten — es wurden von mir im Ganzen mehr als 25 Krystalle durchgemessen — so schien es mir rathsam, durch eine genauere optische Untersuchung zu prüfen, ob die bei gewöhnlicher Temperatur herrschenden Verhältnisse vielleicht von secundärer Entstehung sein könnten, und ob der Kataplekt vielleicht doch — ebenso wie der Tridymit — bei seiner Bildung einer hexagonalen Formengruppe angehörig gewesen sei. Ehe wir die weiteren Untersuchungen der auftretenden Formen und Combinationen referiren, scheint es deshalb passend, zuerst die genauere optische Untersuchung unseres Minerals folgen zu lassen.

Bei gewöhnlicher Temperatur verhält sich der Kataplekt, wie erwähnt,

wie ein monosymmetrisches Mineral; kein einziges der untersuchten Präparate zeigte von dieser Regel eine Ausnahme. Optisch isotrope Stellen konnte ich in hinreichend dünnen Präparaten nach OP niemals beobachten.

Die basischen Schlitze zeigen, wie erwähnt, immer einen sehr complicirten Zwillingsbau, wobei hauptsächlich die Flächen des hexagonalen Grundprismas als Zwillingsebenen fungiren. Die drei Orientirungen, welche sich in Zwillingsstellung zu einander befinden, durchkreuzen sich gewöhnlich in sehr inniger Durchwachsung, sodass die Präparate nach der Basis ein ganz buntes Mosaik darstellen; seltener gehören grössere zusammenhängende Theile einem Individuum an. In solchen Fällen kann man sich dann leicht davon überzeugen, dass die optische Axenebene senkrecht oder jedenfalls äusserst nahe senkrecht zur Kante $OP: \infty P$ der hexagonalen Stellung orientirt ist.

Aus Krystallen, welche zuerst parallel einer hexagonalen Fläche $\infty P2$ durchgesägt waren, wurden Präparate nach der Basis geschliffen; als in einem derselben sich gezeigt hatte, dass in den Theilen, welche an die Schnittfläche nach $\infty P2$ angrenzten, die Orientirung einheitlich und einem Individuum mit der Axenebene parallel dieser Schnittfläche angehörig war, wurde nun von dem anderen Theile des durchschnittenen Krystalles ein Präparat parallel der Schnittfläche ($\infty P2$) und möglichst nahe derselben geschliffen. In diesem Präparate wurde ein Auslöschungswinkel von ca. 34° gegen die Tracen von OP erhalten. Die spitze Bisectrix liegt also in der (monosymmetrischen) Symmetrieebene und bildet mit der Verticalaxe einen Winkel von ca. 34° , ob im spitzen oder im stumpfen Winkel β , konnte ich nicht entscheiden, da an diesen grösseren Krystallen die Messungen der Zone $c:a$ nicht hinreichend genau schienen. Andere Schlitze nach hexagonalen $\infty P2$ -Flächen gaben Auslöschungswinkel von 41° — 21° , ausnahmsweise auch parallele Auslöschung.

Die Grösse des Axenwinkels ist in hinreichend dünnen Schliffen, wo nicht Theile ungleicher Orientirung über einander liegen, immer scheinbar dieselbe; ich schätzte den scheinbaren Axenwinkel durch Vergleich mit Axenwinkeln von bekannter Grösse auf ungefähr 60° .

Selbst in Krystallen von nur $\frac{1}{4}$ mm Dicke liegen dagegen gewöhnlich ungleich orientirte Theile über einander, sodass dieselben in parallelem Lichte zwischen gekreuzten Nicols in keiner Stellung dunkel werden und in convergentem Lichte ein verworrenes Interferenzbild geben.

Dünnschliffe nach $\infty P2$ der hexagonalen Orientirung zeigen sich gewöhnlich zum grössten Theile scheinbar einheitlich, indem die kleinen Differenzen der Auslöschung der verschiedenen orientirten Theile so gering sind, dass sie beim ersten Anblicke nicht bemerkt werden. Bei näherer Beobachtung erkennt man jedoch oft sehr feine Lamellen, welche mit der Basis ca. 32° bilden; dieselben sind gewöhnlich so fein, dass

ihre Auslöschung sich nicht scharf messen liess. Der gemessene Winkel scheint anzudeuten, dass die feinen Lamellen Zwillinglamellen nach der hexagonalen Grundpyramide P sind, nach dem auch makroskopisch beobachteten Gesetze. Ausserdem sieht man, gewöhnlich zahlreicher, ebenso feine zierliche Lamellen, welche entweder parallel den Tracen der Basis verlaufen oder mit dieser nur einen ganz geringen Winkel bilden. Auch bei diesen liess sich die Auslöschung in der Regel nicht bestimmt fixiren; für die feinen, der Basis parallelen Lamellen erhielt ich in einem Präparate einen Auslöschungsunterschied von ca. 4° , was einem Auslöschungswinkel gegen die Tracen der Basis von ca. 2° entsprechen würde. Die Präparate nach $\infty P2$ (hexagonaler Stellung) erhalten durch diese feinen Lamellenbildungen ein eigenthümliches marmorirtes Aussehen. Ausser den ganz feinen Zwillinglamellen nach P und OP sowie der OP naheliegenden Richtung, findet man in Präparaten nach $\infty P2$ auch noch breitere, theils mehr verwaschene, theils recht scharfe Lamellen nach ∞P (hexagonaler Stellung), welche unter sich einen Auslöschungsunterschied von ca. 5° — 7° erwiesen. Diese Lamellen entsprechen natürlich der in Basisschliffen sichtbaren Feldertheilung. Die Schliffe nach dem hexagonalen $\infty P2$ zeigen übrigens, dass die Doppelbrechung des Katapleit eine starke ist (nach Michel-Lévy und Lacroix, Min. d. roch. S. 166, = 0,030), was den Unterschied der parallel der Verticalaxe und senkrecht dazu schwingenden Strahlen betrifft; die Interferenzfarben sind nämlich selbst in dünnen Schliffen sehr lebhaft, von zweiter Ordnung.

In Schliffen parallel zur Basis zeigt sich die Doppelbrechung niedrig, ungefähr $\beta - \alpha = 0,004$. Dieselbe ist wie bekannt positiv. Eine Dispersion der optischen Axen konnte ich nicht beobachten.

Obwohl die eben beschriebenen optischen Verhältnisse des Katapleit sehr constant und unveränderlich sind, schien es mir doch theils aus oben berührten Gründen, theils auch wegen der in manchen Beziehungen bemerkenswerthen Analogien zwischen dem Katapleit und Tridymit von Interesse, zu untersuchen, ob sich vielleicht die optischen Verhältnisse bei höherer Temperatur wesentlich ändern. Für diesen Zweck wurde eine nach der Basis geschliffene Platte von Natronkatapleit in einen Fuess'schen Erhitzungsapparat eingeschlossen und zuerst in parallelem Lichte zwischen gekreuzten Nicols so eingestellt, dass von den beiden durcheinander gewachsenen Individuen, aus denen die Platte bestand, die dem einen angehörigen Theile dunkel, die dem anderen angehörigen Partien, welche theilweise grössere zusammenhängende Flächen einnahmen, hell waren; nun wurde die Temperatur langsam erhöht. Erst bei 420° fing die Platte an durchgehends dunkler zu werden, und bei ca. 440° wurde dieselbe ziemlich rasch vollständig isotrop. Die Feldertheilung war verschwunden und die ganze Platte gleichmässig dunkel. Beim Abkühlen wurde die

Platte bei ca. 440° wieder doppeltbrechend; es leuchteten wieder sehr rasch die früher doppeltbrechenden Partien auf und zwar mit ihrer früheren Begrenzung. Eine Aenderung der Feldertheilung konnte ich nicht beobachten. Dieser Versuch konnte, so oft man wollte, mit demselben Resultate wiederholt werden; immer wurde bei ca. 440° die Platte isotrop, beim Abkühlen wieder doppeltbrechend mit ihrer früheren Feldertheilung. Versuche mit verschiedenen (in Oel oder in Paraffin zwischen einem Objectglase und einem Deckgläschen) eingelegten basischen Platten von Natronkataplekt gaben immer übereinstimmende Resultate.

Um zu entscheiden, ob der Natronkataplekt bei der genannten Temperatur von ca. 440° optisch einaxig wurde, versuchte ich, nachher die erwärmten Platten in convergentem Lichte zu beobachten. Ich erhitze die Präparate dabei bis zum anfangenden Kochen des fetten Oeles, worin sie eingelegt waren, und brachte sie schnell auf den Tisch des für Beobachtung in convergentem Lichte eingerichteten Mikroskopes. Die Platten zeigten sich dabei bei der höheren Temperatur vollständig einaxig (und in parallelem Lichte bei ganzer Umdrehung dunkel). Beim Abkühlen zeigte sich in convergentem Lichte, dass der Axenwinkel, wenn eine Aenderung eintreten anfang, zuerst ziemlich rasch, dann etwas langsamer von 0° bis zu ungefähr 60° zunahm.

Endlich wurden Schlitze nach $\infty P2$ (hexagonaler Stellung) auf ca. 450° erhitzt. Sämmtliche Zwillingslamellen waren bei dieser Temperatur verschwunden und der ganze Schliff vollständig einheitlich mit Auslöschung parallel zu den Tracen nach $0P$; beim Abkühlen bildeten sich sofort die Lamellen wieder und die Auslöschung wurde wieder schief.

Es war also durch die oben dargestellten Beobachtungen entschieden, dass der Natronkataplekt (und dasselbe gilt auch für den gewöhnlichen Kataplekt) schon bei einer Temperatur von ca. 440° in optischer Beziehung die hexagonale Symmetrie annimmt. Nachdem ich dies wichtige Verhältniss beobachtet hatte, schien es mir von Interesse, zu entscheiden, ob auch in geometrischer Beziehung eine Aenderung der bei gewöhnlicher Temperatur einer monosymmetrischen Symmetrie entsprechenden Krystallwinkel beim Erhitzen der Krystalle eintreten würde.

Es wurde für diesen Zweck ein kleiner Krystall von Natronkataplekt, an welchem der Winkel $c : a$ innerhalb einer Fehlergrenze von ca. $0^{\circ} 3'$ genau messbar war, an einem grossen Fuess'schen Goniometer (Nr. 4) innerhalb des Erhitzungsapparates eingestellt und zuerst bei gewöhnlicher, dann bei höherer Temperatur gemessen.

Ich erhielt dabei folgende Resultate:



Bei	20°	c : a	=	57° 24' 55"
	120°	c : a	=	57 24 43
	150°	c : a	=	57 22 52
	160°	c : a	=	57 23 50
	170°	c : a	=	57 23 34
	173°	c : a	=	57 24 42

Die Messungen stimmen so nahe überein, dass die Abweichungen innerhalb der Fehlergrenzen liegen. Auch zwei andere Krystalle wurden mit demselben negativen Resultate untersucht.

Eine messbare Aenderung der Winkel des Natronkatapleit, welche der optischen Aenderung entsprechen würde, konnte also beim Erhitzen auf 173° nicht beobachtet werden. Auf höhere Temperaturen konnte das Mineral nicht ohne mögliche Zersetzung (durch Abgabe von Wasser) erhitzt werden. Dieses Verhalten scheint jedoch nur zu beweisen, dass die geometrische Gleichgewichtslage von stabilerer Art als die optische Orientirung ist; vielleicht würde eine durch längere Zeit fortgesetzte Erhitzung — welche aber aus Besorgniss, dem feinen Instrumente zu schaden, nicht versucht wurde — auch in den Winkelwerthen eine Aenderung hervorgebracht haben. Die beobachteten optischen Verhältnisse, ebenso wie die grosse Annäherung in geometrischer Beziehung, machen es jedenfalls sehr wahrscheinlich, dass der Katapleit bei der höheren Temperatur, bei welcher derselbe gebildet wurde und bei den während seiner Bildung herrschenden Druckverhältnissen, hexagonal gewesen ist, bei gewöhnlicher Temperatur aber die hexagonale Gleichgewichtslage nicht beibehalten konnte. Die secundäre, bei gewöhnlicher Temperatur herrschende Anordnung der Theilchen ist, wie die oben dargestellten Untersuchungen zeigen, jedenfalls bei vollkommener ausgebildeten Krystallen eine monosymmetrische.

Die nunmehr auseinandergesetzten Beobachtungen, nach welchen der Katapleit und der Natronkatapleit also pseudohexagonale Mineralien sind, erklären genügend die beobachtete geringe Uebereinstimmung der gemessenen Winkel, welche hier, wie bei secundär umgelagerten Mineralien überhaupt, wenig constant sind. Das ursprüngliche hexagonale Axenverhältniss lässt sich natürlich nicht genau berechnen; aller Wahrscheinlichkeit nach geben jedoch die äussersten Grenzen der Winkel $p : c$ an guten Krystallen, 57° 23½' und 57° 39', eine nahe Vorstellung über das wahre Verhältniss; das Mittel dieser extremen Werthe: 57° 34½', welches dem Verhältniss

$$a : c = 1 : 1,3605$$

entspricht, drückt wahrscheinlich sehr nahe das Axenverhältniss des ursprünglichen hexagonalen Katapleit (Natronkatapleit) aus.

Da die bei gewöhnlicher Temperatur auftretenden Flächen ziemlich eben dieselben sind, welche an dem ursprünglichen hexagonalen Katapleit

gebildet wurden, scheint es mir gerechtfertigt, die auftretenden Formen nach ihrer Flächenvertheilung an dem ursprünglichen hexagonalen Katapleit zu charakterisiren. Die Signaturen beziehen sich in der folgenden Darstellung also auf die hexagonale Aufstellung des Minerals; mit den entsprechenden Signaturen der hexagonalen Formen sind deshalb in der folgenden Tabelle auch die aus diesen entstandenen secundären Flächen, auf die monosymmetrische Aufstellung bezogen, bezeichnet. Jeder hexagonalen Pyramide erster Ordnung entsprechen demnach in der monosymmetrischen Stellung zwei Orthodomen (ein positives und ein negatives) mit der doppelten Länge der Verticalaxe, sowie zwei Pyramiden (eine positive und eine negative) mit derselben Länge der Verticalaxe; jeder hexagonalen Pyramide zweiter Ordnung entsprechen zwei monosymmetrische Pyramiden (eine positive und eine negative), deren Indices h und k sich wie 3 : 4 verhalten, während der Index l gleich dem Index l der hexagonalen Pyramide ist, endlich ein Klinodoma mit derselben Länge der Verticalaxe, wie diejenige der hexagonalen Pyramide etc. etc. Es muss aber daran erinnert werden, dass diese monosymmetrisch aufgefassten Formen eigentlich nur secundäre Verschiebungen der ursprünglichen hexagonalen Formen darstellen, und dass wir die äussere Flächenbegrenzung, welche der monosymmetrischen Umlagerung der Katapleitmoleküle bei gewöhnlicher Temperatur an und für sich angehören sollte, eigentlich nicht kennen.

Wo in der folgenden Tabelle ein N beigefügt ist, sind die betreffenden Formen nur am Natronkatapleit, wo ein K beigefügt ist, nur am gewöhnlichen rothen Kalknatronkatapleit beobachtet. In der letzten Columnne sind die Namen der ersten Beobachter der betreffenden Formen angeführt; G. bedeutet Götz, D. Dauber.

Von den nebenstehend erwähnten Formen sind diejenigen mit den Signaturen a, p, c ganz allgemein sowohl an dem gewöhnlichen Kalknatronkatapleit, als an dem Natronkatapleit; die gewöhnlichsten aller Combinationen sind eben c, a (Taf. XIX Fig. 4) oder c, a, p (Fig. 2); etwas seltener ist schon c, a, p, x oder c, a, p, x, o (Fig. 3), oder c, a, p, m, s (Fig. 6).

Die mit der Signatur y bezeichneten Formen beobachtete ich an drei Krystallen von Natronkatapleit, rings herum, oben und unten (Fig. 4).

Die mit den Signaturen v, r und π bezeichneten Formen beobachtete ich gut messbar rings herum an einem kleinen ausgezeichneten Krystalle von Natronkatapleit (Fig. 5).

Die mit z bezeichneten Formen wurden zuerst von J. Götz an einem Krystalle von rothem Katapleit beobachtet mit scharf ausgebildeten Flächen. Dieselbe Form fand ich ebenso an einem Krystalle von rothem Katapleit, aber wenig scharf markirt und zusammen mit den sehr distinct ausgebildeten Formen der Signaturreihe ζ ; diese letztere fand ich ferner noch an einem zweiten rothen Krystalle, mit drei Flächen oben und unten gut messbar.

							Erster Beobachter
						Entsprechende Form bei hexag. Aufstellung	
$a = \{100\} \text{ co } P_{\infty}$	$a = \{100\} \text{ co } P_{\infty}$	$a^3 = \{110\} \text{ co } P$	$a^3 = \{110\} \text{ co } P$	—	—	$a = \{10\bar{1}0\} \text{ co } P$	Wbye.
$x = \{401\} - 1 P_{\infty}$	$x^1 = \{301\} 4 P_{\infty}$	$x^2 = \{221\} - 2 P$	$x^3 = \{221\} 2 P$	—	—	$x = \{2021\} 2 P$	D.
$p = \{201\} - 2 P_{\infty}$	$p^1 = \{301\} 2 P_{\infty}$	$p^2 = \{111\} - P$	$p^3 = \{111\} P$	—	—	$p = \{10\bar{1}1\} P$	D.
$o = \{101\} - P_{\infty}$	$o^1 = \{101\} P_{\infty}$	$o^2 = \{112\} - \frac{1}{2} P$	$o^3 = \{112\} \frac{1}{2} P$	—	—	$o = \{10\bar{1}2\} \frac{1}{2} P$	D.
$y = \{203\} - \frac{2}{3} P_{\infty}$	$y^1 = \{303\} \frac{2}{3} P_{\infty}$	$y^2 = \{113\} - \frac{1}{3} P$	$y^3 = \{113\} \frac{1}{3} P$	—	—	$Ny = \{10\bar{1}3\} \frac{1}{3} P$	Br.
$v = \{106\} - \frac{1}{2} P_{\infty}$	$v^1 = \{106\} \frac{1}{2} P_{\infty}$	$v^2 = \{11412\} - \frac{1}{2} P$	$v^3 = \{11412\} \frac{1}{2} P$	—	—	$Nv = \{10\bar{1}42\} \frac{1}{2} P$	Br.
$r = \{108\} - \frac{1}{2} P_{\infty}$	$r^1 = \{108\} \frac{1}{2} P_{\infty}$	$r^2 = \{11416\} - \frac{1}{2} P$	$r^3 = \{11416\} \frac{1}{2} P$	—	—	$Nr = \{10\bar{1}46\} \frac{1}{2} P$	Br.
$\zeta = \{1012\} - \frac{1}{2} P_{\infty}$	$\zeta^1 = \{1012\} \frac{1}{2} P_{\infty}$	$\zeta^2 = \{11424\} - \frac{1}{2} P$	$\zeta^3 = \{11424\} \frac{1}{2} P$	—	—	$N\zeta = \{10\bar{1}24\} \frac{1}{2} P$	Br.
$z = \{1015\} - \frac{1}{2} P_{\infty}$	$z^1 = \{1015\} \frac{1}{2} P_{\infty}$	$z^2 = \{11430\} - \frac{1}{2} P$	$z^3 = \{11430\} \frac{1}{2} P$	—	—	$Nz = \{10\bar{1}30\} \frac{1}{2} P$	G.
$\pi = \{1036\} - \frac{1}{2} P_{\infty}$	$\pi^1 = \{1036\} \frac{1}{2} P_{\infty}$	$\pi^2 = \{11472\} - \frac{1}{2} P$	$\pi^3 = \{11472\} \frac{1}{2} P$	—	—	$N\pi = \{10\bar{1}72\} \frac{1}{2} P$	Br.
$c = \{001\} 0 P$	—	—	—	—	—	$c = \{0001\} 0 P$	D.
$q = \{2124\} - \frac{1}{2} P_3$	$q^1 = \{3124\} \frac{1}{2} P_3$	$q^2 = \{0112\} - \frac{1}{2} P_{\infty}$	$q^3 = \{0112\} \frac{1}{2} P_{\infty}$	—	—	$Nq = \{11224\} \frac{1}{2} P_3$	Br.
$u = \{314\} - \frac{1}{2} P_3$	$u^1 = \{314\} \frac{1}{2} P_3$	$u^2 = \{012\} \frac{1}{2} P_{\infty}$	$u^3 = \{012\} \frac{1}{2} P_{\infty}$	—	—	$Ku = \{1124\} \frac{1}{2} P_3$	Br.
$s = \{312\} - \frac{1}{2} P_3$	$s^1 = \{312\} \frac{1}{2} P_3$	$s^2 = \{011\} P_{\infty}$	$s^3 = \{011\} P_{\infty}$	—	—	$Ks = \{1122\} P_3$	Br.
$\vartheta = \{1241\} - 12 P_3$	$\vartheta^1 = \{1241\} 12 P_3$	$\vartheta^2 = \{081\} 8 P_{\infty}$	$\vartheta^3 = \{081\} 8 P_{\infty}$	—	—	$K\vartheta = \{1121\} 8 P_3$	Br.
$m = \{310\} \text{ co } P_3$	$m = \{310\} \text{ co } P_3$	$m^2 = \{010\} \text{ co } P_{\infty}$	$m^3 = \{010\} \text{ co } P_{\infty}$	—	—	$m = \{1120\} \text{ co } P_2$	G.
$r = \{331\} - 8 P_3$	$r^1 = \{331\} 8 P_3$	$r^2 = \{10125\} - 8 P_3$	$r^3 = \{10125\} 8 P_3$	$r^4 = \{1146530\}$ $-\frac{1}{2} P_{15}$	$r^5 = \{1146530\}$ $-\frac{1}{2} P_{15}$	$r = \{1146530\}$ $-\frac{1}{2} P_{15}$	Br.
—	—	—	—	$\psi^4 = \{6121\}$ $-\frac{1}{2} P_{15}$	—	$\psi = \{129312\}$ $-\frac{1}{2} P_{15}$	Br.

Die beiden Krystalle mit den Formen der Reihen ζ und z wurden mir gefälligst von Herrn A. Hamberg zur Untersuchung überlassen (Taf. XIX Fig. 9).

Die berechneten Werthe der Winkel der Formen der Orthodomenreihe zur Basis sind (auf das oben angeführte monosymmetrische Axenverhältniss bezogen) in der folgenden Tabelle zusammengestellt; die entsprechenden Pyramiden haben dazwischen liegende Winkel. Einige der besten gemessenen Winkel sind zum Vergleiche angeführt*).

Da das ursprünglich dem Katapleït zukommende hexagonale Axenverhältniss nicht sicher bekannt ist, konnten die Winkel der hexagonalen Formen selbst nicht berechnet werden.

	Berechnet:	Gemessen:
$(401):(001) = 72^{\circ} 10\frac{1}{2}'$	}	$72^{\circ} 14' - 72^{\circ} 35'$
$(\bar{4}01):(001) = 72^{\circ} 26\frac{1}{2}'$		
$(201):(001) = 57^{\circ} 23\frac{1}{2}'$	}	(s. oben)
$(\bar{2}01):(001) = 57^{\circ} 39'$		
$(101):(001) = 38^{\circ} 5'$	}	$38^{\circ} 2\frac{1}{2}' - 38^{\circ} 13'$
$(\bar{1}01):(001) = 38^{\circ} 13\frac{1}{2}'$		
$(203):(001) = 27^{\circ} 36\frac{1}{2}'$	}	$27^{\circ} 33\frac{1}{2}' - 27^{\circ} 36'$
$(\bar{2}03):(001) = 27^{\circ} 44\frac{1}{2}'$		
$(106):(001) = 7^{\circ} 27\frac{1}{2}'$	}	$7^{\circ} 5\frac{1}{2}' - 7^{\circ} 28\frac{1}{2}'$
$(\bar{1}06):(001) = 7^{\circ} 28'$		
$(108):(001) = 5^{\circ} 36\frac{1}{2}'$	}	$5^{\circ} 39'$
$(\bar{1}08):(001) = 5^{\circ} 36\frac{1}{2}'$		
$(1.0.12):(001) = 3^{\circ} 44\frac{1}{2}'$	}	$3^{\circ} 44' - 3^{\circ} 47\frac{1}{2}'$
$(\bar{1}.0.12):(001) = 3^{\circ} 45'$		
$(1.0.15):(001) = 3^{\circ} 0'$	}	$2^{\circ} 53' - 3^{\circ} 1'$
$(\bar{1}.0.15):(001) = 3^{\circ} 0'$		
$(1.0.36):(001) = 1^{\circ} 15'$	}	$1^{\circ} 14\frac{1}{2}'$
$(\bar{1}.0.36):(001) = 1^{\circ} 15'$		

Was die Reihen der Signaturen ϱ , μ , s , ϑ und m betrifft, welche Formen der Deuteroreihe im hexagonalen Systeme entsprechen, so habe ich dieselben mit Ausnahme von m alle nur sehr selten und ganz vereinzelt beobachtet. Die Formen der Signaturreihe m wurden an einem Krystalle an drei aufeinander folgenden Ecken beobachtet**). Die Formen von u wurden an zwei aufeinander folgenden Ecken gefunden an einem Krystalle von rothem Katapleït, nur schlecht messbar, matt und rauh (Fig. 7).

*) Wo zwei Werthe angeführt sind, geben dieselben Messungen oben und unten in einer Zone an einem der besten Krystalle, an welchen die betreffende Formenreihe beobachtet wurde, an.

**) Götz braucht die Signatur a ; da aber Dauber schon mit a ∞P bezeichnet hat, wurde oben m eingeführt. Sjögren und nach ihm Götz bezeichneten das Grundprisma a mit d .

$$u^2 : c = 34^\circ 16\frac{1}{2}' \text{ (berechnet)} \quad 34^\circ 39' \text{ (gemessen)}.$$

Von den mit s bezeichneten Formen wurden oben und unten an einer Ecke zwei Flächen beobachtet als ganz schmale Abstumpfung zwischen m und c , an einem Krystall von rothem Katapleit; die Flächen waren stark glänzend, aber zu schmal, um gemessen zu werden; sie wurden durch die Zonen $m : c$ und $p : p$ bestimmt (Taf. XIX Fig. 6).

Von den mit q bezeichneten Formen wurden an zwei Natronkatapleitkrystallen und an einem Krystall von rothem Katapleit je eine Fläche beobachtet in der Zone $m : c$; die Flächen waren in beiden Fällen klein, aber glänzend, jedoch etwas gerundet, deshalb nicht scharf messbar; die Bestimmung ist deshalb nicht ganz sicher (Taf. XIX Fig. 9).

$$q' : c = 6^\circ 46' \text{ (berechnet)} \quad 6^\circ 37' \text{ (gemessen)}.$$

Die Form \mathfrak{J}^2 wurde nur an einem Krystalle von rothem Katapleit beobachtet; es war derselbe, Herrn A. Hamberg angehörige, ausgezeichnete Krystall (Fig. 9), an dem auch die Formen der Signaturreihe ζ beobachtet wurden; die Ecke dieses Krystalles, an welcher die Fläche \mathfrak{J}^2 beobachtet wurde, ist in Fig. 9a dargestellt (von der Seite in Projection auf (010) gesehen). Die in folgender Tabelle angeführten Winkel entsprechen den berechneten Winkeln des monosymmetrisch aufgefassten Krystalles.

Es wurde gemessen:

	Berechnet:	Gemessen:
$\left\{ \begin{array}{l} (001) : \mathfrak{J}^2(084) \\ (001) : (010) \end{array} \right.$	$= 84^\circ 45\frac{1}{2}'$ $= 90 \quad 0$	$84^\circ 43\frac{1}{2}'$ $90 \quad 0 \text{ — } 89^\circ 50'$
$\left\{ \begin{array}{l} (010) : \mathfrak{J}^2(084) \\ (110) : (010) \end{array} \right.$	$= 5 \quad 44\frac{1}{2}$ $= 29 \quad 57$	$5 \quad 6\frac{1}{2} \text{ — } 5 \quad 46\frac{1}{2}$ $29 \quad 54$
$\left\{ \begin{array}{l} (010) : [(100)]^{\text{II}} \\ (111) : \mathfrak{J}^2(084) \end{array} \right.$	$= 30 \quad 6$ $= 39 \quad 4$	$30 \quad 4$ $(38 \quad 54)$
$\left\{ \begin{array}{l} (\overline{1}11) : \mathfrak{J}^2(084) \\ (110) : \mathfrak{J}^2(084) \end{array} \right.$	$= 38 \quad 59\frac{1}{2}$ $= 30 \quad 23\frac{1}{2}$	$(39 \quad 44)$ $30 \quad 24$
$[(100)]^{\text{II}} : \mathfrak{J}^2(084)$	$= 30 \quad 33\frac{1}{2}$	$30 \quad 35$

Ausser \mathfrak{J}^2 findet sich noch eine zweite sehr steile Fläche τ^1 , welche aber nicht in, sondern ausserhalb der Zone $(001) : (010)$ liegt (also hexagonal aufgefasst einer spitzen, dihexagonalen Pyramide entspricht). Wie die Figur zeigt, ist die Ausbildung des Krystalles an dieser Ecke derartig, dass oberhalb τ^1 zuerst eine schmale Fläche von m^2 kommt, mit einspringendem Winkel*) gegen τ^1 ; dann wiederholt sich die Fläche τ^1 , also mit auspringendem Winkel gegen m^2 , und so gelangt noch eine kleine nicht näher messbare keilförmige Fläche ξ zur Ausbildung, welche sich mit \mathfrak{J}^2 in einer einspringenden Kante schneidet. Die mehrmals wiederholten ein- und aus-

*) Von ca. $474^\circ 56'$.

springenden Winkel, ebenso wie die einspringende Kante der beiden Hauptflächen ρ^2 und τ^1 zeigen, dass die untere und obere Hälfte der Krystallecke sich in Zwillingstellung zu einander befinden müssen, und dass zwischen den beiden Hauptindividuen oben und unten in der Mitte der Ecke auch noch zwei dünne Zwillinglamellen eingeschaltet sind. Diese setzen sich nach oben rechts auf der Fläche von $(\bar{1}11)$ fort, so dass diese (übrigens nur schlecht messbare) Fläche in zwei ungleichwerthige Theile getheilt ist; nach unten links (auf der Fläche 110) ist aber keine Fortsetzung der Lamellen sichtbar.

Die τ -Fläche entspricht bei hexagonaler Auffassung ungefähr einer dihexagonalen Pyramide $\{11.6.\bar{1}7.2\} \frac{1}{3} P \frac{1}{3}$, welche erfordert

Berechnet: Gemessen:

$$\tau : c = 82^\circ 24 \frac{1}{2}' \quad 82^\circ 31'$$

$$\tau : a = 33 \quad 46 \quad 33 \quad 7$$

Flächen mit der Lage der Fläche τ wurden an vier verschiedenen Krystallen beobachtet; in der Regel waren sie ziemlich matt und infolge dessen nicht gut messbar, obwohl ganz eben. Die Messungen gaben Werthe für $\tau : c$ zwischen ca. 82° und $83^\circ 27'$, für $\tau : a$ zwischen $33^\circ 7'$ und $33^\circ 52'$. An einem kleinen Krystalle von Natronkatapleit wurde an der Ecke, wo τ auftrat, ein einspringender Winkel, wie an dem oben beschriebenen Krystall des rothen Katapleit beobachtet. Es zeigt sich nun, dass an jedem Ende einer hexagonalen Nebenaxe immer nur eine einzige Fläche von τ auftritt; dies beweist, dass der ursprüngliche hexagonale Katapleit einer tetartoëdrischen Abtheilung des hexagonalen Systemes angehörig gewesen sein muss.

Auch eine zweite Reihe von Flächen, welche ich mit ψ bezeichnen will, verhalten sich auf ähnliche Weise (Taf. XIX Fig. 14). Diese ψ -Flächen entsprechen sehr spitzen dihexagonalen Pyramiden; während aber die

Es fragt sich nun, welcher der beiden tetartoëdrischen Formengruppen des hexagonalen Systemes der ursprüngliche Katapleit angehört gewesen sein dürfte, der rhomboëdrischen oder der trapezoëdrischen. Für die Entscheidung dieser Frage schien das mir zugängliche Material zuerst kaum völlig ausreichend. Die tetartoëdrischen Flächen von τ und ψ kamen nämlich fast immer an Krystallbruchstücken, an welchen nur eine Ecke erhalten war, vor; eine nähere Revision des ganzen Materiales ergab jedoch mit grosser Wahrscheinlichkeit, dass der Katapleit der rhomboëdrisch-tetartoëdrischen Abtheilung des hexagonalen Systems angehört haben muss.

Erstens gelang es nämlich, einen kleinen, mit zwei Ecken gut ausgebildeten Krystall zu entdecken, welcher zwei Flächen von τ in der Lage eines Tritorhomoëders zeigte; die Flächen waren zwar zu matt, um gemessen werden zu können, aber sonst eben und von solcher Grösse, dass ihre Lage ohne Schwierigkeit erkannt werden konnte. Der Krystall ist in

Taf. XIX Fig. 14 dargestellt, wobei die Flächen von τ als $-\frac{11P11}{4} \frac{r}{l}$ ge-

zeichnet sind; die beiden, in der Zeichnung sichtbaren τ -Flächen sollten also eigentlich $\pi\pi\{17.11.6.2\}$ und $\pi\pi\{11.6.17.2\}$ geschrieben werden. Da im Allgemeinen die Flächen der Zone der Grundpyramide zur Basis vollständig ausgebildet sind, liess sich eine sichere Entscheidung darüber, welche Tetartoëder vorliegen, nicht erreichen. Auch kamen die τ -Flächen und ψ -Flächen niemals zusammen vor.

Auch der oben beschriebene Zwilling von rothem Katapleit (Fig. 9), an welchem die Flächen ϑ und τ gleichzeitig vorhanden waren, lässt sich durch die Annahme einer rhomboëdrischen Tetartoëdrie erklären. Da die oben als (110) (monosymmetrisch aufgefasst) bezeichnete Fläche beiden Individuen des Zwillings gemeinsam ist, dürfte es möglich sein, dass diese Fläche (auch bei dem ursprünglichen hexagonalen Katapleit) als Zwillings-ebene aufzufassen wäre, während die Verwachsungsfläche, wie schon aus dem Verlaufe der Zwillingslamellen zu sehen, eine schräge verlaufende Fläche ist; die Flächen τ' , a , τ' (schmale Fläche) und die keilförmige Fläche ξ bilden eine markirte Zone, deren Zonenaxe parallel der Verwachsungsfläche ist. τ' und a liegen nicht in einer Zone mit ϑ^2 , dagegen liegen (111), ϑ^2 und τ' äusserst nahe in einer Zone; der einspringende Winkel $\tau' : \vartheta^2$ ist ungefähr $176^\circ 29'$. Nun kommt an diesem Krystall, wie die Fig. 9 zeigt, an der vorderen linken Ecke keine Fläche τ vor, dagegen befindet sich an der linken Seitenecke oben vorn eine zweite Fläche τ (Fig. 9b). Als Einzelkrystall würde diese Vertheilung der beiden τ -Flächen keiner Tetartoëdrie entsprechen; da aber der Krystall unzweifelhaft ein Zwilling ist, und da ferner andere Krystalle für die rhomboëdrische Tetartoëdrie sprechen, so ist es wahrscheinlich, dass die beiden τ -Flächen zwei in Zwillingsstellung zu einander befindlichen Individuen angehören, wobei die vordere

Fläche a als Zwillingssebene dient; durch diese Auffassung wird sowohl das Fehlen der τ -Flächen an der vorderen linken Ecke, als ihre Vertheilung an der vorderen rechten Ecke und an der linken Seitenecke erklärt.

Auch die einspringenden Winkel des Zwillings (welche analog noch an zwei anderen Krystallen gefunden wurden) beweisen ohne weiteres, dass der Katapleit nicht der holoëdrischen Abtheilung des hexagonalen Systems angehört gewesen sein kann. Denn sowohl die Basis-, als die Prismenflächen beider in Zwillingsstellung sich befindender Individuen mussten bei dem ursprünglichen hexagonalen Katapleit parallel sein; ferner muss an diesen Zwillingen entweder die Basis oder (am wahrscheinlichsten) das Prisma erster Ordnung als Zwillingssebene gedient haben; in beiden Fällen konnte der Katapleit also nicht holoëdrisch sein.

Wir können also nach den oben angeführten Beobachtungen mit der grössten Wahrscheinlichkeit den Katapleit als ein ursprünglich rhomboëdrisch-tetartoëdrisch krystallisirendes Mineral ansehen, welches bei geänderten Bedingungen durch secundäre molekulare Umlagerung eine monosymmetrische Symmetrie angenommen hat*).

Zwillingsgesetze der Katapleitkrystalle.

Die an dem Katapleit bei gewöhnlicher Temperatur durch die optische Untersuchung nachgewiesenen Zwillingsgesetze wurden schon oben erwähnt. Ausserdem kommen noch eine Anzahl Zwillingsverwachsungen vor, welche schon in der äusseren Umgrenzung durch einspringende Winkel etc. erkennbar sind, welche also den ursprünglichen hexagonalen Katapleit charakterisiren.

4. Gesetz. Zwillingssebene eine Fläche von P (hexagonale Stellung).

Dies Gesetz wurde, wie oben erwähnt, schon von Hj. Sjögren und zwar am blauen Natronkatapleit beobachtet; da sein Material nur aus einem Krystallbruchstück ohne andere Flächen als die Basis bestand, und da dieses Bruchstück später durch einen Unfall aus den Sammlungen des Reichsmuseums verschwunden ist, war es von Interesse, dass an meinem Material von Natronkatapleit dasselbe Gesetz durch die Entdeckung eines kleinen, mit Pyramiden und Prismenflächen versehenen Zwillings bestätigt werden konnte. Derselbe ist Taf. XIX Fig. 15 dargestellt.

*) Der Vollständigkeit wegen sollen hier noch einige Winkel der monosymmetrisch aufgefassten τ -Flächen angeführt werden.

Gemessen :		Gemessen :	
Für $\tau^1 = \{834\}8P_3^8$	$\tau^1 : c = 320\ 37\frac{1}{2}'$	$\tau^1 : a = 330\ 45\frac{1}{2}'$	$\left. \begin{array}{l} \tau^3 : a = 33\ 24\frac{1}{2}' \\ \tau^5 : a = 32\ 57' \end{array} \right\} 330\ 7' - 330\ 52'$
- $\tau^3 = \{46.12.5\}6P_3^0$	$\tau^3 : c = 84\ 48$	$\tau^3 : a = 33\ 24\frac{1}{2}'$	
- $\tau^5 = \{17.165.30\}4P_{15}$	$\tau^5 : c = 82\ 24$	$\tau^5 : a = 32\ 57'$	

$$\begin{array}{ll} \text{Berechnet *) :} & \text{Gemessen :} \\ [(004)]^I : [(004)]^{II} = & 64^{\circ} 57\frac{1}{2}' \quad (65^{\circ} 28') \end{array}$$

Ausserdem wurde das Gesetz durch die Zone c^I , a^I , c^{II} , a^{II} controlirt. Zwischen den beiden Hauptindividuen war noch eine dritte kleine Lamelle in Zwillingstellung nach der anderen Pyramidenfläche derselben Zone des Individuums I eingeschaltet. Wie man aus der Fig. 43a sieht, ist die Verwachsungsfläche der Individuen des Juxtapositionszwillingings nicht eine Fläche von P , sondern die darauf normale Fläche. Es wäre deshalb möglich, dass die Zwillingsebene selbst in der That nicht P , sondern eine der Verwachsungsebene entsprechende Fläche wäre. Diese hat das Zeichen $\frac{2}{3}P$. Unter der Annahme, dass $\frac{2}{3}P$ selbst als Zwillingsebene fungirt, würde der berechnete Winkel $[(001)]^I : [(001)]^{II} = 64^{\circ} 47\frac{1}{2}'$ sein; da aber die Messung mit der Anforderung des einfachen Gesetzes: Zwillingsebene P viel besser stimmt, dürfte mit aller Sicherheit dies Gesetz auch anzunehmen sein.

An dem secundär monosymmetrischen Katapleit wurde dies Gesetz, wie oben erwähnt, durch die mikroskopische Untersuchung als ganz allgemein nachgewiesen.

2. Gesetz. Zwillingsebene eine Fläche von $\frac{2}{3}P$ (hexagonale Stellung).

Dies Gesetz fand ich zuerst an einem Exemplare des rothen Kalknatronkatapleit von Eikaholmen; das einzige bis jetzt gefundene Exemplar ist in Taf. XIX Figg. 43 und 43a dargestellt. Das Zwillingsgesetz wurde sowohl durch die Zone c^I , a^I , c^{II} , a^{II} als durch folgende Messung bestimmt:

$$\begin{array}{ll} \text{Berechnet :} & \text{Gemessen :} \\ [(001)]^I : [(001)]^{II} = & 45^{\circ} 59\frac{1}{2}' \quad 45^{\circ} 48' - 46^{\circ} 30' \end{array}$$

Da die basische Fläche des grössten Individuums (ungefähr 4 cm gross), wie am rothen Katapleit gewöhnlich, sehr unvollkommen messbar war, wegen der ursprünglichen Zersplitterung der Tafel nach der basischen »Spaltbarkeit« (s. unten), so gab die Messung eine ganze Anzahl Bilder**). Die Verwachsungsfläche und die Zwillingsebene fallen in dem vorliegenden Falle zusammen.

Bemerkenswerth ist die Annäherung des Winkels $c^I : c^{II}$ beim ersten Gesetz an 60° , beim zweiten Gesetz an 45° .

Das von Hj. Sjögren angeführte Gesetz Zwillingsebene $2P$ kommt, wie ich nachgewiesen habe und soviel bis jetzt bekannt ist, am Katapleit nicht vor; das von Sjögren untersuchte Exemplar erwies sich bei meiner Untersuchung als eine zufällige Verwachsung.

*) Aus dem oben angeführten hexagonalen Axenverhältnisse.

**) In meiner vorläufigen Mittheilung über dies Gesetz in Geol. Fören. Förhandl. 7, und später in dieser Zeitschr. 10, 504 wurde leider durch einen Schreibfehler dies Gesetz als $\frac{2}{3}P$ angeführt, ein Fehler, welcher schon in mehrere Lehrbücher übergegangen ist.

3. Gesetz. Zwillingssebene eine Fläche von $3P2$ (hexagonale Stellung).

Auch dieses Gesetz beobachtete ich zuerst, und nur an einem einzigen Exemplare des rothen Kalknatronkatapleit von Eikaholmen; dasselbe ist in Taf. XIX Figg. 8 und 8a (s. auch 8b) dargestellt; die Tafelgrösse ungefähr $\frac{1}{2}$ cm.

Das Gesetz wurde durch folgende Messungen bestimmt:

	Berechnet:	Gemessen:
$[(004)]^I : [(004)]^II =$	$27^\circ 32'$	$(28^\circ 27')$
$[(004)]^I : [(110)]^II =$	$66 \ 24$	$(65 \ 14)$
$[(004)]^II : [(110)]^I =$	$66 \ 24$	$(65 \ 52 - 66^\circ 36')$
$[(110)]^I : [(110)]^II =$	$114 \ 34$	$(115 \ 37)$

Sämmtliche Messungen waren, wie an grösseren Krystallen des rothen Katapleit gewöhnlich, unvollkommen, um so mehr, weil an dem einen Individuum ausser der Basis nur Spaltungsflächen nach dem Prisma vorhanden waren; bei dem rothen Katapleit sind diese prismatischen Spaltungsflächen in der Regel weniger vollkommen, als bei dem Natronkatapleit, also auch natürlich weniger genau messbar; trotz der nicht vollkommenen Uebereinstimmung der gemessenen und berechneten Werthe scheint das Zwillingsgesetz doch kaum zweifelhaft.

4. Gesetz. Zwillingssebene eine Fläche von ∞P (hexagonale Stellung).

Dies bei dem secundär monosymmetrischen Katapleit so gewöhnliche Gesetz scheint, wie oben erwähnt wurde, auch als primäres Zwillingsgesetz am ursprünglichen hexagonalen Katapleit aufgetreten zu sein. Der oben beschriebene Zwilling mit einspringendem Winkel zwischen einer Fläche r und m etc. ist wie mir scheint am einfachsten durch die Annahme dieses Zwillingsgesetzes zu erklären.

5. Gesetz. Zwillingssebene eine Fläche $0P$.

Auch dies bei dem secundär monosymmetrischen Katapleit so gewöhnliche Gesetz scheint am ursprünglichen hexagonalen Katapleit vorhanden gewesen zu sein. So habe ich z. B. an einem Exemplare von Natronkatapleit auf einer Fläche ∞P eine rinnenförmig eingesenkte Kante parallel der Kante $c : a$ (nach zwei P -Flächen) beobachtet; beiderseits der Rinne ist die Flächenbeschaffenheit der beiden Hälften der Fläche ∞P ganz ungleich, an der einen Hälfte glatt und glänzend, an der anderen Hälfte matt und voll von Aetzgrübchen. Wenn man sich erinnert, dass der Katapleit ein ursprünglich rhomboëdrisch tetartoëdrisches Mineral ist, würde dies Verhalten durch die Annahme des Zwillingsgesetzes: Zwillingssebene $0P$, Zwillingse-

axe eine Normale zu OP (dagegen nicht durch das vierte Gesetz) erklärt werden können. Die beiden Hälften der Fläche sind übrigens genau parallel.

Der Natronkataplekt besitzt eine oft recht vollkommene Spaltbarkeit nach den Flächen des Grundprismas; in Präparaten nach der Basis zeigt sich diese Spaltbarkeit durch scharfe Risse sehr hervortretend; ich konnte nicht beobachten, dass die drei prismatischen Spaltungsflächen ungleichwerthig sind. Dieselbe Spaltbarkeit findet sich, obwohl weniger vollkommen, auch bei dem gewöhnlichen Kataplekt und wurde hier zuerst von Dauber beobachtet; derselbe erwähnte auch eine weniger deutliche Theilbarkeit nach P und eine undeutliche nach $\frac{1}{2}P$; ich habe diese letzteren von Dauber angegebenen Theilbarkeiten kaum nennenswerth gefunden. Weibye erwähnte eine vollkommene Spaltbarkeit nach der basischen Fläche; da seine basische Fläche jedoch nach seiner Angabe sehr schief (unter 60°) zur c -Axe liegen sollte, muss hier eine Verwechselung stattgefunden haben. In der That sieht man indessen in Dünnschliffen parallel zur c -Axe, ausser den zum Theil sehr scharfen Spaltbarkeitsrissen nach ∞P , bisweilen auch weniger hervortretend solche nach der Basis; ob diese letzteren Risse einer wirklichen Spaltbarkeit, oder vielleicht eher einer schaligen Absonderung entsprechen, musste ich unentschieden lassen.

Die Dünnschliffe von Kataplekt zeigen oft zahlreiche winzige Einschlüsse verschiedener Art; in dem Natronkataplekt von Klein-Arö findet man gewöhnlich ausser Flüssigkeitseinschlüssen und winzigen schwarzen, parallel der Verticalaxe orientirten Nadelchen auch namentlich zahlreiche Einschlüsse von violblauem Flussspath, bisweilen in hübsch begrenzten Kryställchen.

Bei der Zersetzung wird der Kataplekt matt, weniger hart und sehr bröckelig; unter dem Mikroskope sieht man, dass das Mineral stellenweise voll von staubartigen, mehligten Zersetzungsproducten unbekannter Zusammensetzung ist; wahrscheinlich wurde dabei Wasser abgegeben. Die Doppelbrechung des etwas angegriffenen Kataplekt ist nicht stärker, als bei den völlig durchsichtigen wasserhellen Krystallen. Die secundäre Doppelbrechung des Kataplekt kann deshalb kaum, wie es oft bei den Zeolithen der Fall ist, mit Abgabe von Wasser in Verbindung stehen.

Die pseudomorphe Umwandlung der Kataplekttafeln von Låven in Zirkon wurde schon oben (unter Zirkon, S. 405) erwähnt.

Chemische Zusammensetzung. Die chemischen Untersuchungen des Kataplekt zeigen, dass zwei verschiedene Varietäten unterschieden wer-

den können: 1. Gewöhnlicher Katapleit oder Kalknatronkatapleit und 2. Natronkatapleit.

Der Kalknatronkatapleit wurde zuerst (1859) von A. Sjögren analysirt (I. und II.); später untersuchte auch Rammelsberg denselben (III.). Da die Analysen Sjögren's und Rammelsberg's nur schlecht übereinstimmten, liess ich für diese Arbeit durch Herrn G. Forsberg eine neue Analyse ausführen (IV.). Unterdessen hat auch M. Weibull zwei neue Analysen (V. und VI.) desselben publicirt (Geol. För. 7, 272).

Der Natronkatapleit wurde zuerst für diese Arbeit von Herrn G. Forsberg analysirt (VII.); da die beiden Analysen Forsberg's (IV. und VII.) zu Resultaten führten, welche von denjenigen der Analysen von M. Weibull und A. Sjögren abweichend waren, so war später Professor P. T. Cleve so freundlich, noch zwei neue Analysen (VIII. und IX.) des Natronkatapleit auszuführen.

Sämmtliche Analysen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

	A. Kalknatronkatapleit.						B. Natronkatapleit.		
	I. Sjögren	II. Sjögren	III. Rmbsbg.	IV. Forsbrg.	V. Weibull	VI. Weibull	VII. Forsbrg.	VIII. Cleve	IX. Cleve
Si O ₂	46,83	46,52	39,78	44,56	44,20	44,07	44,27	43,92	44,04
Zr O ₂	29,81	29,33	40,42	32,53	31,82	32,48	32,60	30,80	30,94
Al ₂ O ₃	0,45	1,40	—	1,02	—	—	0,42	—	—
Fe O	0,63	0,49	—		0,22	0,17	0,29	0,10	0,10
Ca O	3,61	4,66	3,45	5,21	5,31	5,82	0,98	0,81	0,87
Na ₂ O	10,83	10,06	7,59	9,74	8,93	8,10	15,01	15,05	14,94
H ₂ O	8,86	9,03	9,24	9,85	9,26	9,26	9,31	9,24	9,24
	101,02	101,51	100,48	99,41	99,74	99,60	99,83	99,92	100,13

Das Mittel der beiden Analysen Sjögren's, das Mittel der beiden Analysen Weibull's und endlich dasjenige der beiden Analysen Cleve's entsprechen folgenden Quotientenzahlen; der Thonerdegehalt *) in Sjögren's Analysen ist dabei nicht berücksichtigt.

	I. und II.		V. und VI.		VIII. und IX.	
SiO ₂	0,7778	3,41	0,7355	3,07	0,7330	2,83
Zr O ₂	0,2423	0,97	0,2623	1,10	0,2522	0,98
FeO	0,0078	0,2499	0,0026	0,2394	0,0044	0,2583
CaO	0,0737		0,0994		0,0150	
Na ₂ O	0,1684		0,1373		0,2419	
H ₂ O	0,4970	1,99	0,5444	2,15	0,5133	1,99

*) Thonerde wurde auch von G. Forsberg beobachtet; Cleve fand keine Spur weder von Thonerde, noch von Titansäure. Auch auf Fluor wurde von Cleve vergeblich geprüft.

Diese Analysen entsprechen also sehr nahe der empirischen Formel: $(\text{Na}_2, \text{Ca}, \text{Fe})\text{O} \cdot 2\text{H}_2\text{O} \cdot \text{ZrO}_2 \cdot 3\text{SiO}_2$. Die reine Natronverbindung erfordert nach dieser Formel:

SiO_2	44,96
ZrO_2	30,57
Na_2O	15,48
H_2O	8,99
	<hr/> 100,00

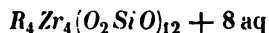
welches mit den Analysen Cleve's nahe übereinstimmt*). Was die nähere Deutung der empirischen Formel $\text{Na}_2\text{H}_4\text{ZrSi}_3\text{O}_{11}$ (in welcher Na_2 theilweise durch Ca und Fe ersetzt sein kann) betrifft, so hat man nur wenige Anhaltspunkte. Da ZrO_2 und SiO_2 nach den besten Analysen ein constantes Verhältniss 1 : 3 zeigen, so ist es wahrscheinlich, dass ZrO_2 als basischer Bestandtheil, nicht als SiO_2 ersetzend, vorhanden ist. Diese Auffassung ist schon von Sjögren, Blomstrand und Rammelsberg hervorgehoben worden. Andererseits können die Deutungen des Katapleit von Sjögren als:



oder von Rammelsberg**) als:



oder von Blomstrand als:



nicht richtig sein. In allen diesen Formeln wurde nämlich das Wasser als Krystallwasser aufgefasst, was entschieden nicht richtig sein kann. Schon Weibull fand, dass noch bei ca. 300° 3,37% H_2O im Mineral vorhanden war, obwohl die grösste Menge des Wassers angeblich schon bei 260° ausgetrieben wurde. Bei meinen Versuchen an Natronkatapleit fand ich, dass beim Erhitzen des (bei ca. 100° getrockneten) Pulvers längere Zeit bis 220° nur 1,66% entwichen war; beim weiteren Erhitzen, eine Stunde bei ungefähr 270°, waren noch 5,44% (also im Ganzen 7,10%) entwichen. Die

*) Da Forsberg's Analysen auf ein niedrigeres Verhältniss der SiO_2 führten (nämlich 2,77 und 2,66 SiO_2 : 4 R_2O , statt 3 : 4), so nahm ich (diese Zeitschr. 10, 510) mit einigem Zweifel die Möglichkeit an, dass der Katapleit aus zwei Verbindungen $[(\text{Na}_2, \text{Ca})_2\text{Zr}_2\text{O}_6 + 4\text{H}_2\text{O}] + n[\text{Si} \cdot \text{Si}_2\text{O}_6]$ zusammengesetzt sei; da aber Cleve's neue Analysen des Natronkatapleit mit Material von demselben Vorkommen, wie Forsberg's Analyse, ausgeführt wurden, so fällt diese Annahme nun weg. Die fehlende Uebereinstimmung in Forsberg's Analyse beruht auf der nicht hinreichend genauen SiO_2 -Bestimmung, welche auch ganz erhebliche Schwierigkeiten darbietet. Rammelsberg's Analyse ist offenbar an wenig frischem und unzureichendem Materiale ausgeführt.

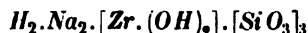
**) 1886, l. c.

letzten 2,46 %, also ungefähr einem Molekül H_2O entsprechend, konnten nur durch Erhitzen über dem Gebläse vollständig ausgetrieben werden.

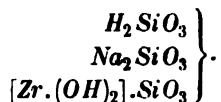
Dies zeigt bestimmt, dass das Wasser im Mineral chemisch gebunden ist, was auch bei Berücksichtigung der Art des Vorkommens schon voraus als wahrscheinlich angenommen werden musste.

Die Versuche zeigen ferner, dass nicht die ganze Wassermenge auf die gleiche Weise gebunden sein kann.

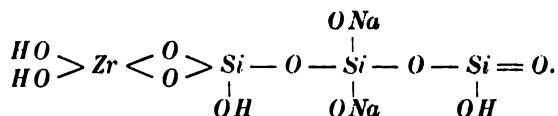
Da der Kataplekt bei seiner Zersetzung Pseudomorphosen von Zirkon geliefert hat, ist es ferner wahrscheinlich, dass SiO_2 mit ZrO_2 im Mineral innig verbunden ist. Man könnte vielleicht das Mineral auffassen als



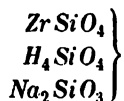
oder



Die Verbindung $[Zr(OH)_2].SiO_3$ könnte dann vielleicht als ein Metasilicat einer zweiwerthigen Gruppe $[Zr(OH)_2]$ angesehen werden und würde vielleicht beim Zerfallen $H_2O + ZrSiO_4$ (Zirkon) liefern können. Oder die Zusammensetzung könnte auf folgende Weise gedeutet werden:



Eine Auffassung der Kataplektzusammensetzung als aus Orthosilicaten und Metasilicat zusammengesetzt, z. B.



scheint mir aber weniger wahrscheinlich, als die Annahme, dass er nur aus Metasilicaten besteht; durch diese letztere Auffassung scheint mir nämlich die Analogie mit dem Tridymit, welche nach meiner Anschauung aus den krystallographischen Beobachtungen hervorgeht, noch eine gewisse Erklärung zu finden. Eine sichere Vorstellung über die nähere Constitution des Kataplekt lässt sich aber bei dem jetzigen Stande unseres Wissens nicht erreichen.

Was die chemischen Eigenschaften des Minerals betrifft, so kann übrigens auf die Bemerkungen von Sjögren und Weibull hingewiesen werden; das Mineral löst sich unter Gelatiniren in Salzsäure, aber kaum vollständig.

Vor dem Löthrohre schmilzt das Mineral zu einem weissen Email.

Der Katapleit scheint in mehreren Beziehungen bemerkenswerthe Aehnlichkeiten mit dem Tridymit darzubieten. Schon die Ausbildung der Katapleitkrystalle als dünne (oft dachziegelförmig angeordnete) Tafeln erinnert lebhaft an den Tridymit. Ferner haben wir für:

$\frac{3}{4}P$ des Tridymit (nach G. vom Rath)*)	P des Katapleit (in hex. Stell.)
$a : \frac{3}{4}c = 1 : 1,2396$	$a : c = 1 : 1,3605$
$OP : \frac{3}{4}P = 55^{\circ} 3' 40''$	$OP : P = 57^{\circ} 34\frac{1}{4}'$

Diese Uebereinstimmung ist nun zwar keine sehr nahe, doch ist die Abweichung anderseits nicht grösser, als sie bei anderen homöomorphen Substanzen stattfinden kann; die sonst ziemlich zweifelhafte Zusammenstellung gewinnt aber eine grössere Berechtigung, wenn man sich erinnert, dass sowohl $\frac{3}{4}P$ des Tridymit, als P des Katapleit als Zwillings Ebenen auftreten.

Die Spaltbarkeit des Katapleit geht, wie oben erwähnt, den Flächen des hexagonalen Grundprisma parallel; eine ganz entsprechende Spaltbarkeit wies A. v. Lasaulx am Tridymit nach**).

Beide Mineralien sind bei gewöhnlicher Temperatur pseudohexagonal; bei höherer Temperatur tritt bei beiden die hexagonale Symmetrie wieder ein. Der Aufbau der pseudohexagonalen Krystalle ist ziemlich nahe analog, indem bei beiden eine Zwillingbildung nach den Flächen des hexagonalen Prismas vorherrscht. Der Katapleit wird zwar bei der molekularen Umlagerung monosymmetrisch, der Tridymit asymmetrisch, aber bei beiden ist nahezu eine rhombische Symmetrie vorhanden. Die optische Axenebene des secundär monosymmetrischen Katapleit liegt senkrecht, bei dem asymmetrischen Tridymit nahezu senkrecht zur Kantenbegrenzung der hexagonalen Tafel. Beide sind optisch positiv.

Beim Tridymit bestimmte vom Rath ein dihexagonales Prisma als $\infty P\frac{3}{4}$. Einem derartig gelegenen Prisma entsprechen bei dem Katapleit ungefähr als Pyramiden die von mir beobachteten τ -Flächen, welche oben als $\frac{1}{2}P\frac{1}{6}$ gedeutet wurden. Diese letzteren treten entschieden tetartoëdrisch auf; entsprechend führt sowohl vom Rath, als v. Lasaulx von den Flächen des Prismas $\infty P\frac{3}{4}$ am Tridymit an, dass dieselben unsymmetrisch ausgebildet sind. Sollte demnach vielleicht auch der Tridymit eigentlich einer tetartoëdrischen Abtheilung des hexagonalen Systems angehörig sein?

In chemischer Beziehung könnte man vielleicht den Tridymit auffassen als $\text{Si}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ***), analog mit dem bekannten in Schlacken auftretenden Sili-

*) In der Mineralogie von Naumann-Zirkel, wie auch in verschiedenen anderen Lehrbüchern steht unrichtig angegeben $a : c$ des Tridymit zu $4 : 1,629$ statt $4 : 1,65283$ oder $4 : 1,6529$.

**) Diese Zeitschr. 2, 259.

***) Analog mit Zinnstein als $\text{Sn}_2\text{Sn}_2\text{O}_4$ (der Analogie mit $\text{Zr}_2\text{Si}_2\text{O}_4$ wegen) etc., während der Zinntridymit vielleicht $\text{Sn}_2\text{Sn}_2\text{O}_6$ wäre etc.

cate $Ca_2.Si_2O_6$, welches ebenfalls hexagonal ist; wenn der Katapleitt, wie oben angenommen, aus Metasilicaten: $H_4.Na_2.[Zr(OH)_2].[SiO_3]_3$ besteht, würde auch die chemische Zusammensetzung eine gewisse Aehnlichkeit darbieten, hinreichend gross, um bei einem persistenten Typus die krystallographischen Uebereinstimmungen zu erklären.

Vorkommen des Katapleitt. Der Katapleitt wurde zuerst von Weibye auf der Insel Låven entdeckt; er ist auch hier ganz allgemein obwohl nicht häufig in grösseren Massen vereinigt. Er kommt ferner auch auf Stokø, Eikaholmen, auf den Arø-Inseln, in den Barkevikscheeren und auf manchen anderen der kleinen Inseln des Langesundfjords recht häufig vor, obwohl niemals in grösserer Menge, und auf den meisten Gängen fehlt er ganz. Faustgrosse Massen sind selten und fast nur mit Leukophan zusammen vorhanden. Gewöhnlich bildet er kleine tafelförmige Krystalle oder radial- und rosettenförmig angeordnete Anhäufungen von Tafeln, bisweilen krummschalige Massen etc. Die dünneren Tafeln sind manchmal dachziegelförmig angeordnet, wie beim Tridymit. Sehr häufig sind die Tafeln geknickt und zerbrochen und wieder von anderen Gangmineralien verkittet. Der Katapleitt gehört zu den älteren Gangmineralien; er ist, soviel ich beobachten konnte, immerspäter auskrystallisirt, als der Aegirin der älteren Generation, dagegen früher als der Astrophyllit und immer früher als die Feldspäthe und der Eläolith, endlich auch stets älter als der Leukophan. Die radialschaligen Katapleittmassen sind gewöhnlich von den schwarzen Säulen des Aegirin durchbohrt; es verdient bemerkt zu werden, dass auf den Katapleitt-führenden Gängen oder jedenfalls auf Katapleitt-führenden Gangpartien mehrere andere Zirkonium-haltige Mineralien, wie namentlich der Wöhlerit (und der Hiortdahlit), häufig auch der Eukolit zu fehlen scheinen. Auf den Gängen des Fredriksvärntypus habe ich niemals Katapleitt beobachtet.

Der gewöhnliche Katapleitt zeichnet sich durch röthliche, fleischrothe, gelblichrothe bis ganz hell gelblich- oder röthlichweisse Farben aus; seltener sind tief bräunlichrothe oder selbst dunkelbraune Varietäten. Der Glanz ist auf den Krystallflächen gewöhnlich starker Glasglanz, auch auf Spaltflächen; an Bruchflächen etwas fettartiger Glanz; die grösseren zeretzten Massen sind oft ganz matt im Bruche.

Die besten Krystalle des gewöhnlichen Katapleitt sind immer entweder gegen Leukophan oder gegen Zeolithe auskrystallisirt, bildeten also die Auskleidung offener Drusenräume, ehe diese erst durch Leukophan oder später durch Zeolithe ausgefüllt wurden. Die in Feldspath, Eläolith etc. auftretenden Krystalle lassen sich selten ganz herauspräpariren und besitzen gewöhnlich auch schlechter ausgebildete Seitenflächen.

Der Natronkatapleitt ist bis jetzt nur von einem einzigen Vorkommen, einem kleinen Gange auf der Insel Klein-Arø, bekannt. Er kam hier

theils in grösseren (bis fünf und mehr Centimeter im Durchmesser der Tafeln, bei mehreren Millimeter bis 1 cm Dicke) Krystallen von häufig schön blauer Farbe, theils auch in kleinen, in offenen Drusenräumen ausgebildeten, oft ganz vorzüglichen Täfelchen von grauer bis weisser Farbe vor; die kleinen Kryställchen waren bisweilen ganz wasserhell und hatten oft, wo sich dicht angehäufte dünne Täfelchen bildeten, ein ganz Tridymit-ähnliches Aussehen. Bei der Zersetzung sind die grösseren Tafeln schmutzig-grau geworden. Die schöne himmelblaue Farbe ist wahrscheinlich organischen Ursprunges, denn beim Erhitzen wurden die Krystalle weiss.

Der Natronkatapleüit kam auf diesem Gange mit folgenden Mineralien zusammen vor: Feldspath, Eläolith (grünlichgrau, zum Theil in blauen Sodalith umgewandelt, s. unter Sodalith), Sodalith (in weissen Spreustein umgewandelt), schwarzer Glimmer, Aegirin, zum Theil in sehr hübschen Krystallen (s. unter Aegirin); diese Mineralien bildeten die Hauptbestandtheile der Gangmasse. Ferner Låvenit (die tiefbraune, manganreichere Varietät, in hübschen Kryställchen), Eukolit, stellenweise in grösseren Massen, Astrophyllit, Löllingit; Molybdänglanz, gelbe Zinkblende, alle spärlich: als spätere Bildungen Leukophan, sparsam (der beste Leukophankrystall, dessen Messungen für die Berechnung des Axenverhältnisses zu Grunde gelegt wurden, war von diesem Vorkommen und fand sich zwischen zwei Natronkatapleüittafeln eingeklemmt auf einem offenen Drusenraume dieses Ganges). Endlich als jüngste Gangbildungen grüner und weisser Analcim, Natrolith und Apophyllit in wasserhellen kleinen Krystallen, auf den älteren Drusenmineralien und auch auf den Katapleüittafeln als letzter Mineralabsatz (von diesem Gange war der unter Apophyllit beschriebene flächenreichste Krystall). Die Eukolit-führende Partie der übrigens ganz kleinen Gangmasse führte auch hier keinen Natronkatapleüit.

Melanoceritgruppe.

52. Cappelenit, Brögger.

1885. W. C. Brögger, Geol. För. i Stockh. Förh. 7, 599.

Im Jahre 1879 erhielt Herr Gutsbesitzer D. Cappelen von der Insel Klein-Arö ein eigenthümliches Mineral, welches ihm durch sein von anderen bekannten Mineralien abweichendes Aussehen auffiel und das er mir deshalb gütigst zur Untersuchung übergab. Um mehr Material, als die vorliegenden zwei Stücke zu erhalten, besuchte ich selbst 1884 die Fundstelle, einen kleinen Gang an der Ostseite von Klein-Arö. Das betreffende Mineral war hier mit zahlreichen anderen seltenen Mineralien zusammen vorgekommen, von welchen ich an Ort und Stelle folgende beobachten konnte: weisser Feldspath, gelber Wöhlerit, das neue Mineral Cappelenit, Rosenbuschit, Orangit, Zirkon, schwarzer Glimmer, Kataplekt, Låvenit, Freialith (?), Aegirin, Astrophyllit, Eukolit, Eläolith, Sodalith (in Spreustein umgewandelt), Flussspath, Molybdänglanz, Löllingit, Leukophan und als Auskleidung eines grösseren Drusenraumes Analcim, Natrolith, Apophyllit und Kalkspath. Nicht weniger als einige zwanzig Mineralien kamen also hier auf diesem kleinen, zum Theil kaum 1 dem breiten Gange zusammen vor; an den Seiten war die Gangmasse feinkörnig und bestand hier aus einer vollkommen granitisch körnigen Masse von Feldspath, Wöhlerit, schwarzem Glimmer, Aegirin und Eläolith.

Ein nennenswerthes Material von dem neuen Minerale zu entdecken gelang nicht, und ich musste mich deshalb mit den von dem Herrn Cappelen überlassenen Original Exemplaren begnügen. Diese bestanden aus einem ungefähr 2 cm langen, 1,5 cm dicken, losen Krystalle, sowie aus einem Handstücke mit einem $\frac{1}{2}$ cm grossen unvollkommenen Krystallbruchstücke.

Der lose Krystall (in Fig. 3 Taf. XX in idealer Ausbildung dargestellt) zeigte einen einfachen hexagonalen Typus, mit dem Prisma $m = \{10\bar{1}0\} \infty P$, einer Pyramide $p = \{01\bar{1}3\} \frac{1}{3}P$ und einer spitzeren Pyramide *) $o = \{10\bar{1}1\}P$,

* In der vorläufigen Mittheilung (l. c.) ist die Pyramide p zur Grundpyramide gekommen.

sowie ganz klein entwickelt $\{0004\}OP$. Die Pyramide $\frac{1}{3}P$ war vollkommen holödrisch ausgebildet mit allen sechs Flächen, von P war nur eine Fläche vorhanden. Die Flächen waren meistens gut glänzend, doch nicht sehr gut ausgebildet.

An drei aufeinander folgenden Polkanten wurde der Winkel der Pyramide $\frac{1}{3}P$ gemessen zu:

$$\begin{array}{r} 25^{\circ} 29' \\ 25 \quad 40 \\ 25 \quad 58 \\ \hline \text{Mittel} = 25^{\circ} 42' \end{array}$$

$$\begin{array}{ll} \text{Daraus} & a': c' = 1 : 0,43010, \\ \text{also für} & a : c = 1 : 1,2903 \end{array}$$

$OP : \frac{1}{3}P = 26^{\circ} 24' 40''$, während die Messungen gaben: $26^{\circ} 15\frac{1}{2}'$, $27^{\circ} 0'$, $26^{\circ} 58'$, $26^{\circ} 2'$, und eine ganz schlechte: $27^{\circ} 53'$; die sechste Fläche von $\frac{1}{3}P$ war völlig unmessbar.

$$\text{Endlich} \quad P : OP = 56^{\circ} 8', \text{ gefunden } 56^{\circ} 44'.$$

Da die grössere Abweichung zwischen den einzelnen Werthen für den Winkel $OP : \frac{1}{3}P$ wesentlich darauf beruht, dass die basische Fläche ganz klein und nicht besonders gut ausgebildet war, dürfte das aus dem Polkantenwinkel berechnete Axenverhältniss trotzdem recht genau sein.

Ein parallel der basischen Fläche geschliffenes Präparat zeigte in Uebereinstimmung mit der Krystallform, dass das betreffende Mineral optisch einaxig ist und zwar mit negativem Charakter.

Die Doppelbrechung ist recht stark, die Fläche bräunlich mit einem Stich in's Grünliche; selbst in einer recht dicken ($\frac{1}{3}$ m) Platte, parallel der c -Axe geschnitten, zeigte sich keine Spur von Pleochroismus. Eine ungefähr 1 mm dicke Platte zeigte sich noch recht durchsichtig; auch diese war, mit der Haidinger'schen Lupe betrachtet, nicht bemerkbar pleochroitisch.

Vor dem Löthrohre bläht sich das Mineral auf und schmilzt ziemlich schwierig zu einem weissen Email. In Kolben giebt es Spuren von Wasser ab. In der Phosphorsalzperle löst sich dasselbe zu einem Email. Am Platindrahte mit Flussspath und saurem Kaliumsulfat erhitzt, starke Borsäure-reaction (Cleve).

Die chemische Zusammensetzung wurde gütigst von Professor Dr. P. T. Cleve untersucht; in zwei sehr nahe übereinstimmenden Analysen wurde folgende Zusammensetzung gefunden, wobei zu bemerken ist, dass die seltenen Erden im Verhältnisse: Yttererden 91,23, Cerbioxyd 2,24, Lanthan- (und Didym-)oxyd 5,45, Thorerde 1,38 = 100,00 vorhanden waren.

	I.	II.	Bei d. Berechn. angew. Zahlen:
SiO_2	14.21	14.11	14.66
B_2O_3	17.46	16.96	15.78 + 1.20 = 16.98
Erden	57.68	57.52	57.68 =
Y_2O_3			$\left. \begin{array}{l} 52.62 \\ 2.97 \\ 1.29 \\ 0.80 \end{array} \right\}$
La_2O_3			
CeO_2			
ThO_2			
BaO	8.02	8.29	8.29
CaO	0.67	0.56	0.67
Na_2O	0.25	0.53	0.53
K_2O	0.20	0.22	0.22
Glühverlust	1.84	(1.81)	(0.61)
	100.00	100.00	100.00

»Das Mineral wird leicht und vollständig von Salzsäure zersetzt. Fluor konnte nicht nachgewiesen werden, ebensowenig wie Chlor. Auch nach Phosphorsäure, Zirkonerde, Eisenoxyd, Thonerde, Beryllerde, Strontian und Magnesia wurde vergeblich gesucht. Die Atomgewichtsbestimmung zeigte, dass die Yttererden ganz vorherrschend aus Y_2O_3 bestehen.«

Nach den von Cleve gefundenen analytischen Resultaten habe ich nun versucht, die wahrscheinliche Zusammensetzung dieses höchst merkwürdigen Minerals zu berechnen. Aus den Analysen ergeben sich bei den unten gemachten Annahmen folgende Quotientenzahlen:

SiO_2	0,2433	
B_2O_3	0,2433	
Y_2O_3	0,2859	} 0,2940
$(La, Di)_2O_3$	0,0094	
CeO_2	0,0074	} 0,0103
ThO_2	0,0029	
BaO	0,0542	} 0,0770
CaO	0,0120	
Na_2O	0,0086	
K_2O	0,0022	

Zuerst fragt es sich, ob die Borsäure, wie sonst häufig in den Silicaten, als Base (analog mit den Sesquioxiden Al_2O_3 etc.) auftritt, oder ob dieselbe als Säure vorhanden sei; in dem ersten Falle würde die SiO_2 die einzige Säure sein, wobei das Verhältniss zwischen dem Sauerstoff der Basen und der SiO_2 wie $3\frac{1}{2}$ (oder vielleicht eher $3\frac{1}{3}$) : 4 sein würde. So basische Silicate sind aber bis jetzt völlig unbekannt, und es ist demnach viel wahrscheinlicher, dass die Borsäure als Säure vorhanden ist; von dieser Voraussetzung werden wir deshalb auch im Folgenden ausgehen.

Es ist dann ferner sehr wahrscheinlich, dass SiO_2 und B_2O_3 im Verhältniss 1 : 1 vorhanden sind. Dann ist aber offenbar der Borsäuregehalt, welcher aus dem Verluste der Analyse berechnet ist, zu hoch ausgefallen. Andererseits muss aber erinnert werden, dass der Glühverlust gewiss wie beim Nordenskiöldin (s. S. 62) vorzugsweise aus B_2O_3 , nur zum geringen Theile aus H_2O bestanden haben, und das Wasser wahrscheinlich secundär aufgenommen sein dürfte. Nehmen wir deshalb z. B. $\frac{3}{4}$ des Glühverlustes als B_2O_3 , und nehmen wir ferner für die Basen die höchsten gefundenen Zahlen an, so gleichen sich die Mengen von SiO_2 und B_2O_3 unter der Annahme eines Verhältnisses 1 : 1 zu 14,66 resp. 16,98 % aus.

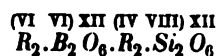
Es dürfte unter diesen wahrscheinlichen Annahmen der Analyse folgende Deutung gegeben werden :

	B_2O_3	0,2433	
	$(La, Di)_2O_3$	0,0094	} 0,2433
	Y_2O_3	0,2342	
I)		0,4860	$(Y, La, Di)_2B_2O_6$
	SiO_2	0,1554	
	Y_2O_3	0,0517	
II)		0,2068	$Y_2.Si_3O_9$
	SiO_2	0,0206	
	Ce_2O_3	0,0074	} 0,0103
	Th_2O	0,0029	
III)		0,0309	$(Ce, Th).Si_2O_6$
	SiO_2	0,0770	
	BaO	0,0542	} 0,0770
	CaO	0,0420	
	Na_2O	0,0086	
	K_2O	0,0022	
IV)		0,1540	$(Ba, Ca, Na_2, K_2)_2.Si_2O_6$

Differenz 0,0064 SiO_2 , entsprechend 0,38 %. Diese ganz geringe Differenz kann ganz leicht auf verschiedene Weise ausgeglichen gedacht werden.

Nach dieser Deutung würde der Cappelinit aus Metasilicaten und damit analog zusammengesetzten Boraten bestehen.

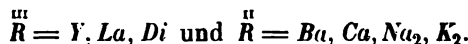
Wenn wir die Verbindungen $Th.Si_2O_6$ (welche gleichwerthig ist mit $(Ca_2).Si_2O_6$) und $(Y_2).Si_3O_9$ (von welcher $2[(Y_2).Si_3O_9]$ gleichwerthig sind mit $3[(Ca)_2.Si_2O_6]$) als die Verbindung $(R_2).Si_2O_6$ ersetzend betrachten, würde demnach der Cappelinit bestehen aus:



oder



worin



Die beiden Verbindungen, welche nach dieser Deutung die wesentlichen Bestandtheile des Cappelenit bilden, zeigen eine gewisse Analogie in ihrer Zusammensetzung und können ebensowohl als homöomorph angesehen werden, wie z. B.



(s. unter Nordenskiöldin, S. 63).

Die Verbindung $\overset{\text{IV}}{R_2}Si_2O_6$ ist auch für sich in hexagonaler Form bekannt; hierzu gehört nämlich das bekannte, in neuerer Zeit von J. H. L. Vogt*), C. Dölter**) und Anderen genauer studirte, in ziemlich sauren künstlichen Schlacken so weit verbreitete Silicat $Ca_2Si_2O_6$ (und das damit analoge $(Ca, Na_2)_2Si_2O_6$). Es gelang mir an einem Krystalle dieses künstlichen Silicates $Ca_2Si_2O_6$, von dem alten Vorkommen auf der Sayner Hütte, eine Pyramide zu entdecken, welche am Reflexionsgoniometer mittels Schimmermessung den Winkel $P:OP = ca. 29^\circ$ ergab; obwohl dieser Werth infolge der Unvollkommenheit der Krystallflächen vielleicht um $ca. 5^\circ$ ungenau sein kann, habe ich doch diese Beobachtung angeführt, weil das entsprechende Axenverhältniss auffallend an dasjenige des Cappelenit erinnert***) und deshalb eine Bestätigung der oben dargestellten Auffassung der Cappelenitzusammensetzung zu geben scheint. Auch die Verbindung $\overset{\text{VI}}{R_2}B_2O_6$ ist, nämlich als Jeremejewit $Al_2B_2O_6$, für sich in hexagonaler Form bekannt; das Axenverhältniss des Jeremejewit wäre nach Websky $a:c = 1:0,683584$; für $2P$ würde das Verhältniss demnach $= 1:4,36746$, während für den Cappelenit $a:c = 1:4,2903$; dieser Unterschied ist nicht grösser, als bei vielen homöomorphen Substanzen.

Es scheint mir durch diese Thatsachen für die oben dargestellte Auffassung, dass der Cappelenit aus zwei Verbindungen $\overset{\text{IV}}{R_2}Si_2O_6$ und $\overset{\text{VI}}{R_2}B_2O_6$ bestehe, eine erfreuliche Bestätigung gewonnen; auch hat Professor P. T.

*) »Studier over Slagger«, Medd. fr. Stockh. Högskola, No. 8, in Bihang t. Kgl. Sv. Vet. Akad. Handl. 9, 86 (s. auch diese Zeitschr. 11, 323).

**) »Ueber das künstliche Kalksilicat $CaSiO_3$ «. Neues Jahrb. f. Min. 4886, 1, 449 (ref. in dieser Zeitschr. 13, 342). Die Literatur über diese Verbindung findet sich in Vogt's und Dölter's Abhandlungen zusammengestellt.

***) Auch der Katapleit, sowie der Tridymit und seine Verwandten (Zirkontridymit, Zinntridymit), betrachte ich als analog zusammengesetzte Verbindungen von ähnlicher chemischer Structur.

Cleve sich dieser Auffassung vollständig angeschlossen: er macht darauf aufmerksam, dass für die Analyse nur wenig Substanz geopfert werden konnte, und fügt hinzu: »Man muss bei derartig complicirten Mineralien im Allgemeinen den genauen Zahlenangaben der Analyse nicht allzu grosses Gewicht zuschreiben, denn die Fehlerquellen sind bei derartigen Mineralien viele und erhebliche. Nur wenn reichliches Material zu Gebote steht und jeder Bestandtheil auf seine Reinheit genau geprüft ist, kann man auf die Resultate sicher vertrauen. Man darf deshalb wohl annehmen, dass die Cappelinitanalysen der einfachen und in hohem Grade wahrscheinlichen Formel: $(\overset{I}{R}, \overset{II}{R}_2).SiO_3 + YBO_3$ entsprechen.«

Das Mineral zeigt keine deutliche Spaltbarkeit; der Bruch ist muschelig, der Glanz auf Bruchflächen schwach fettartig. Die Härte = 6 +. Spec. Gew. nach zwei Bestimmungen von P. T. Cleve = 4,407.

Dies äusserst seltene Mineral wurde nur einmal gefunden; das Analysenmaterial ist deshalb aus dem einzigen losen Krystalle, indem die untere Hälfte desselben abgesägt wurde, entnommen worden.

Alles was in den Catalogen der Mineralienhändler*) als Cappelinit angeführt wurde, ist durchgehends kein Cappelinit, sondern in der Regel nur Mosandrit, Johnstrupit etc. gewesen.

Das Mineral habe ich nach dem Entdecker desselben, Herrn Cand. min. und Gutsbesitzer D. Cappel auf Holden, Norwegen, welcher auch eine hübsche Privatsammlung von den Mineralien der Gänge des Langesundfjords besitzt und dieselbe gütigst für diese Arbeit zur Verfügung stellte, zum dankbaren Andenken »Cappelinit« genannt.

*) Z. B. in Th. Schuchhardt's (Riemann) Catalog (Görlitz), in L. Schmelck's Catalog (Christiania) etc.

53. Melanocerit, Brögger und Cleve.

1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. 9, 256.

Im Jahre 1884 wurde von dem bekannten grönländischen Fundorte Kangerdluarsuk ein neues Mineral Steenstrupin von Herrn J. Lorenzen beschrieben und analysirt*). Seine physikalischen Eigenschaften waren bis jetzt nur unvollständig bekannt, indem über die Krystallform nur angegeben worden war, dass derselbe wahrscheinlich rhomboëdrisch krystallisire, mit dem Winkel $R : OR = 52^\circ$ (mit dem Anlegegoniometer gemessen).

Es war deshalb recht interessant, dass eine mit diesem seltenen Minerale nahe verwandte Species auch auf den Gängen des Langesundfjords entdeckt wurde.

In den prächtigen Sammlungen der mineralogischen Abtheilung des Reichsmuseums befand sich, mit der Etikette »Melanocerit, Cleve« versehen, ein recht reichliches Material eines nur vorläufig untersuchten Minerals, welches mir mit gewohnter Freigebigkeit von Herrn A. E. Nordenskiöld zur Bearbeitung überlassen wurde; die frühere Untersuchung des Minerals war von dem Entdecker Professor Cleve aufgegeben worden, weil er dasselbe bei der vorläufigen Bestimmung für Orthit hielt; die nähere krystallographische Untersuchung zeigte mir aber bald, dass hier ein neues Mineral vorlag, für welches ich den ursprünglich von Cleve auf den Etiketten des Reichsmuseums angeführten Namen Melanocerit**) beibehalten will.

Ausser dem aus dem Reichsmuseum zur Untersuchung überlassenen Materiale erhielt ich später auch noch einige Stufen von dem Vorkommen zugesandt.

Der Melanocerit bildet gut begrenzte, einige Millimeter bis ein paar Centimeter grosse tafelförmige Krystalle von tiefbrauner bis schwarzer Farbe, in Splittern und in Dünnschliffen mit hellgelber Farbe durchsichtig. Strich hellbraun. Der Bruch ist muschelig mit etwas fettartigem Glasglanz. Eine deutliche Spaltbarkeit ist nicht vorhanden.

Härte = 5—6. Spec. Gew. = 4,129; ich verdanke die Bestimmung des specifischen Gewichtes Herrn Professor P. T. Cleve, welcher durch Wägen dreier verschiedener Proben in Benzol fand:

*) »Meddelelser fra Grönland«, Kopenh. 1884, 2, 73. Ref. in dieser Zeitschr. 7, 610.

**) Von μέλας, schwarz, und cerium, wegen seines Cergehaltes.

an 3,0350 g bei 44° C. = 4,127

an 1,3766 g bei 45° C. = 4,113

an 1,3747 g bei $44,5^{\circ}$ C. = 4,148.

Die Krystalle sind durchgehends tafelartig nach der basischen Fläche und zeigen in der Regel einen ausgesprochen rhomboëdrischen Habitus. Ausser der Basis herrscht gewöhnlich ein Rhomboëder o , welches als positives Grundrhomboëder angenommen werden kann, vor. Aus dem Winkel $o : c = R : OR = 55^{\circ} 24'$ erhält man das Axenverhältniss

$$a : c = 1 : 1,25537.$$

Die beobachteten Formen erhalten auf dies Axenverhältniss bezogen folgende Zeichen:

$$\begin{aligned} c &= \{0001\} OR \\ \rho &= \{10\bar{1}2\} \frac{1}{2}R \\ o &= \{10\bar{1}1\}R \\ z &= \{40\bar{1}1\}4R \\ q &= \{01\bar{1}4\} - \frac{1}{4}R \\ r &= \{01\bar{1}2\} - \frac{1}{4}R \\ d &= \{02\bar{2}1\} - 2R. \end{aligned}$$

	Berechnet:	Gemessen:
$o : o' = (10\bar{1}1) : (\bar{1}101) =$	$90^{\circ} 58'$	$90^{\circ} 30'$
$o : c = (10\bar{1}1) : (0001) =$	$55^{\circ} 24'$	$55^{\circ} 24'$
$z : z' = (40\bar{1}1) : (\bar{4}401) =$	$117^{\circ} 10'$	$117^{\circ} 24'$
$z : c = (40\bar{1}1) : (0001) =$	$80^{\circ} 43'$	$79^{\circ} 55' - 80^{\circ} 35'$
$q : q' = (01\bar{1}4) : (1\bar{1}04) =$	$35^{\circ} 58\frac{1}{2}'$	—
$q : c = (01\bar{1}4) : (0001) =$	$49^{\circ} 53\frac{1}{2}'$	$21^{\circ} 6' - 22^{\circ} 2'$
$r : r' = (01\bar{1}2) : (1\bar{1}02) =$	$55^{\circ} 40'$	—
$r : c = (01\bar{1}2) : (0001) =$	$36^{\circ} 34\frac{1}{2}'$	$(35^{\circ}) - 36^{\circ} 36\frac{1}{2}'$
$d : d' = (02\bar{2}1) : (2\bar{2}01) =$	$109^{\circ} 54\frac{1}{2}'$	—
$d : c = (02\bar{2}1) : (0001) =$	$70^{\circ} 58'$	$71^{\circ} 43'$

Die Uebereinstimmung der berechneten und der gemessenen Werthe ist, wie man sieht, nicht besonders gut; diese schlechte Uebereinstimmung rührt von der unvollkommenen Flächenbeschaffenheit her. Da einige Krystalle (namentlich der in Taf. XX Fig. 9 gezeichnete) eine monosymmetrische Flächenausbildung zu zeigen schienen, versuchte ich, ob vielleicht die Uebereinstimmung mit den gemessenen Werthen bei der Berechnung des Mineralen auf ein monosymmetrisches Axenverhältniss besser sein würde.

An dem abgebildeten, monosymmetrisch aussehenden Krystalle treten zwar die negativen Rhomboëder $-\frac{1}{4}R$ und $-\frac{1}{2}R$ oben als Rhomboëder mit drei Flächen auf, ebenso die positiven Rhomboëder R und vielleicht $4R$ (von welchem jedoch die dritte Fläche oben verdeckt war), dagegen tritt das

positive Rhomboëder $\frac{1}{2}R$ oben nur in einer Zone auf und ausserdem sind die beiden an $\frac{1}{2}R$ stossenden Flächen von $-\frac{1}{2}R$ und $-\frac{1}{2}R$ sehr vorherrschend, die in der Zone $\frac{1}{2}R : 0R$ liegenden Flächen von $-\frac{1}{2}R$ und $-\frac{1}{2}R$ dagegen ganz schmal ausgebildet, wodurch scheinbar eine monosymmetrische Symmetrie zu Stande kommt. Wenn man die beiden grossen Flächen von R als negative monosymmetrische Grundpyramide, $-2R$ als Orthopinakoid auffassen wollte, würde man folgendes Axenverhältniss erhalten aus den Werthen:

$$c : d = 71^{\circ} 13'$$

$$o : o' = 90 \quad 30$$

$$r : c = 36 \quad 36\frac{1}{2}$$

$$a : b : c = 1,6916 : 1 : 1,7761$$

$$\beta = 71^{\circ} 13',$$

wobei die an dem betreffenden Krystalle Fig. 9 auftretenden Formen folgende Symbole erhalten würden:

$c = \{001\}0P$, $z = \{110\}\infty P$ und $\{1\bar{1}0\}^*$, $o = \{111\}-P$ und $\{1\bar{1}1\}$ sowie $\{101\}P\infty$, $d = \{100\}\infty P\infty$, $r = \{101\}-P\infty$ und $\{113\}\frac{1}{2}P$ und $\{1\bar{1}3\}$, $q = \{102\}-\frac{1}{2}P\infty$ und $\{115\}\frac{1}{2}P$ und $\{1\bar{1}5\}$.

	Berechnet:	Gemessen:
$o : o' = (111):(1\bar{1}1) =$	$*90^{\circ} 30'$	$*90^{\circ} 30'$
$o : c = (111):(001) =$	$55 \quad 35\frac{1}{2}$	$55 \quad 24$
$o' : c = (\bar{1}01):(001) =$	$56 \quad 27$	$55 \quad 0 \quad -56^{\circ} \quad 0'$
$z : z' = (110):(1\bar{1}0) =$	$116 \quad 2$	$117 \quad 24$
$z : c' = (110):(001) =$	$80 \quad 11$	$79 \quad 55 \quad -80 \quad 35$
$q : c = (102):(001) =$	$23 \quad 2$	$22 \quad 39$
$q' : c = (115):(001) =$	$22 \quad 49\frac{1}{2}$	$22 \quad 2 \quad -21 \quad 6$
$r : c = (101):(001) =$	$*36 \quad 36\frac{1}{2}$	$*36 \quad 36\frac{1}{2} - 35 \quad 0$
$r' : c = (113):(001) =$	$36 \quad 46$	$34 \quad \text{ca.}$
$d : c = (100):(001) =$	$*71 \quad 13$	$*71 \quad 13$

Wie man sieht, ist die Uebereinstimmung bei der Berechnung auf Grundlage eines monosymmetrischen Axenverhältnisses nicht besser, als wenn ein rhomboëdrisches zu Grunde gelegt wird. Da nun auch die meisten Krystalle vollständig rhomboëdrisch ausgebildet sind (s. Taf. XX Fig. 8) und die Abweichungen von dem rhomboëdrischen Typus nur solche sind, wie sie bei jedem Mineral vorkommen können, so sprechen schon die krystallographischen Beobachtungen eher für ein rhomboëdrisches als für ein monosymmetrisches Axenverhältniss.

*) Die dritte Fläche von z oben würde sich zu $2P\infty$ umgestalten mit $2P\infty : 0P =$

Es wurde nun aus einem monosymmetrisch ausgebildeten Krystalle ein Präparat senkrecht zur Basis, parallel derjenigen Fläche von $\rho\{1120\} \infty P2$, welche bei monosymmetrischer Auffassung der Symmetrieebene $\{010\} \infty R \infty$ entsprechen würde, geschliffen. Der Krystall zeigte sich vollständig frisch und doppelbrechend, im Dünnschliffe durchsichtig mit weingelber Farbe. Die Auslöschung erfolgte zwischen gekreuzten Nicols genau parallel und senkrecht zur Basis und liess sich namentlich mittelst des Calderon'schen Stauroskopoculars so scharf einstellen, dass der mögliche Fehler kaum $\frac{1}{2}^{\circ}$ betragen kann. Eine zweite Platte parallel $\rho\{0001\} OR$ zeigte ein scharfes optisch einaxiges Axenkreuz, und zwar mit optisch negativem Charakter. Einige Partien der Platte verhielten sich insofern optisch zweiaxig, als das Kreuz sich beim Umdrehen der Platte in zwei Hyperbeln theilte, mit ganz kleinem Axenwinkel, ca. 5° — 8° . Da aber eben die hellste, frischeste Partie der stark zersprungenen Platte sich einaxig verhielt und auch die Abweichung der Hyperbel nur ganz gering und kleiner als bei den meisten sich optisch anomal verhaltenden einaxigen Mineralien ist, so scheint es mir nach den gesammten obenstehenden Beobachtungen als unzweifelhaft bewiesen, dass der Melanocerit (wie auch von J. Lorenzen zuerst für den Steenstrupin angenommen) in der That der rhomboëdrischen Abtheilung des hexagonalen Systemes angehört. Es verdient bemerkt zu werden, dass das Grundrhomboëder des Melanocerit sehr nahe dem regulären Würfel steht.

In optischer Beziehung ist übrigens Folgendes zu bemerken. Ein Pleochroismus ist selbst in der ziemlich stark doppelbrechenden Platte parallel zu $\infty P2$ nicht zu bemerken. Die meisten Dünnschliffe des Minerals zeigten sich aber nicht oder nur theilweise doppelbrechend, sondern durch und durch oder zum grossen Theile isotrop. Es ist in diesen Fällen der Melanocerit, wie so manche andere verwandte Mineralien der pegmatitischen Gänge, in eine amorphe Substanz umgewandelt.

Die Dünnschliffe zeigen sich dabei von unregelmässigen Spalten durchsetzt und stark zersprungen; längs dieser Spalten haben sich häufig tiefbraune bis schwarze, in der Regel amorphe Zersetzungsproducte gebildet. Andere Partien, welche ohne sichtbare Sprünge sind, können auch in eine theils noch schwach doppelbrechende, theils schon ganz isotrope tiefbraune Substanz umgewandelt sein. Die ganze Veränderung besteht offenbar hier bei dem Melanocerit, wie bei den meisten, ähnlich umgewandelten Pegmatitgangmineralien, im Wesentlichen nur in einer molekularen Umlagerung, welche wohl hier wie gewöhnlich mit einer grösseren oder geringeren Wasseraufnahme verbunden gewesen ist.

Schon in den Jahren 1868—69 hatte Professor P. T. Cleve eine vorläufige Analyse des Minerals gemacht; da es mir aber von grossem Interesse schien, die Zusammensetzung genauer fixiren zu können, war Prof.

Cleve so freundlich, das von ihm zuerst auch entdeckte Mineral einer sehr vollständigen chemischen Untersuchung zu unterwerfen. Das Material hatte ich mit grösster Sorgfalt aus reinem, doppeltbrechendem Mineral ausgesucht.

Das Mineral löst sich in heisser Salzsäure ganz leicht unter Ausscheidung von Kieselsäure; im Kolben giebt es Wasser ab.

Was die chemische Zusammensetzung betrifft, so verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Professor Cleve folgende Mittheilungen.

Die sehr schwierige und zeitraubende Analyse ergab:

SiO_2	43,07
Ta_2O_5	3,65
P_2O_5	1,29
CO_2	1,75
B_2O_3	(3,19)
F	5,78
ZrO_2	0,46
CeO_2	3,68
ThO_2	1,66
Al_2O_3	0,83
Fe_2O_3	2,09
Mn_2O_3	1,22
Ce_2O_3	20,76
Di_2O_3	7,67
La_2O_3	12,94
Y_2O_3 *)	9,17
CaO	8,62
MgO	0,14
Na_2O	1,45
H_2O	3,04
	<hr/>
	102,43
$O = 2F$	<hr/>
	2,43
	<hr/>
	100,00

Ueber die Ausführung der Analyse hat Prof. Cleve hierzu bemerkt:

»Der Borsäuregehalt ist aus dem Verluste berechnet. Die Phosphorsäure wurde in einer besonderen Probe mittelst molybdänsauren Ammoniaks bestimmt. Der Wassergehalt wurde direct durch Erhitzen des Minerals in einem Rohre mit frisch geglühtem Bleioxyd bestimmt, wobei gleichzeitig auch die Kohlensäuremenge erhalten wurde. Der Kieselsäuregehalt wurde nach dem Schmelzen des Minerals mit Soda in derselben Probe wie das Fluor bestimmt. Für die Trennung der Erden wurde die früher von Engström angewandte Methode gebraucht.«

*) Atomgewicht = 104,4.

»Die für die Analyse vorrätige Quantität war zu gering, um eine hinreichende Anzahl Controlproben zu erlauben. Namentlich die Bestimmung der Kieselsäure erwies sich als sehr schwierig und ist vielleicht nicht absolut exact. Die vorhandene Metallsäure lag in zu geringer Quantität vor, um vollständig sicher identificirt werden zu können; sie gab jedenfalls nicht die Reactionen der Niobsäure mit HCl und Zn . Das Cerbioxyd wurde bestimmt durch Lösen des Minerals mit einer bekannten Menge Ammoniumferrosulfat in verdünnter Schwefelsäure und Titiren der kalten Lösung mit Chamäleon.«

Das Analysenmaterial hatte ich, wie erwähnt, selbst sorgfältig ausgesucht und gereinigt; es enthielt keine Verunreinigungen von Kalkspath, Monazit, Apatit oder anderen Mineralien, welche den Kohlensäuregehalt oder den Phosphorsäuregehalt erklären könnten; dagegen war das Material insofern inhomogen, als es nicht ausschliesslich aus doppeltbrechendem, unverändertem Melanocerit bestand, sondern in geringer Menge auch aus solchem mit dem oben erwähnten isotropen Umwandlungsproducte gemischt. Es ist natürlich unter diesen Umständen unmöglich, absolut sicher zu wissen, inwieweit diese Zusammensetzung der ursprünglichen Melanoceritsubstanz entspricht, aber aller Wahrscheinlichkeit nach kann die erwähnte Umwandlung, welche an dem fast nur aus doppeltbrechendem Melanocerit bestehenden Analysenmaterial nur in ganz geringer Ausdehnung stattgefunden hatte, kaum in merkbarem Grade die Zusammensetzung beeinflussen; nur der Wassergehalt dürfte nach Erfahrungen bei anderen Mineralien vielleicht etwas zu hoch sein.

Versuchen wir nun die Zusammensetzung des Melanocerit aus der oben angeführten Analyse Cleve's zu berechnen, so müssen wir zuerst untersuchen, ob diejenige anderer, näher verwandter Mineralien vielleicht eine Grundlage für die richtige Auffassung dieses so sehr complicirten Minerals abgeben könne. Es ist offenbar, dass das Mineral ziemlich nahe mit dem soeben erwähnten Cappelenit verwandt sein muss. Beide Mineralien sind hexagonal mit ziemlich nahe übereinstimmenden Axenverhältnissen

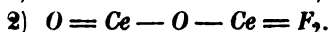
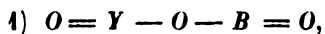
$$\text{Cappelenit} \quad a : c = 1 : 1,2903,$$

$$\text{Melanocerit} \quad a : c = 1 : 1,2554,$$

der Melanocerit zwar rhomboëdrisch, während der Cappelenit nach dem einzigen bekannten Krystalle zu urtheilen holoëdrisch scheint.

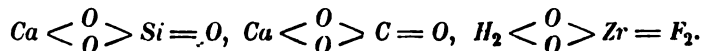
Beim Vergleich der Analysen beider Mineralien fällt es sofort auf, dass in beiden der Gehalt an SiO_2 sehr niedrig und nahezu derselbe ist; im Cappelenit finden sich zusammen ca. 57% Sesquioxyde von Y , (La), (Di), wesentlich von Yttrium, im Melanocerit entsprechend ca. 54% Sesquioxyde von Y , La , Di , Ce , (Mn), (Fe), (Al), hier aber wesentlich von den Cermetallen; endlich ist der Gehalt an Oxyden $\overset{''}{R}O$ und $\overset{''}{R}_2O$ in beiden Mine-

ralien nicht allzu verschieden, wenn von dem aller Wahrscheinlichkeit nach zum Theil secundären Wassergehalte im Melanocerit abgesehen wird, im Cappelinit jedoch wesentlich BaO , im Melanocerit wesentlich CaO . Alle diese Umstände beweisen genügend, dass beide Mineralien eine sehr nahe verwandte Zusammensetzung besitzen müssen. Die Verschiedenheit beider besteht namentlich in dem grossen Gehalt an Borsäure des Cappelinit, welcher nicht im Melanocerit vorhanden ist; im letzteren finden wir dagegen einen bedeutenden Gehalt an Fluor, welcher wieder im Cappelinit vollständig fehlt. Es scheint schon aus diesem Umstande höchst wahrscheinlich, dass das Fluor des Melanocerit in einer Art der Bindung vorhanden sein muss, dass dadurch die Rolle der Borsäure im Cappelinit ersetzt wird, eine Auffassung, welche bei der genaueren Discussion der Analyse bestätigt scheint. Dieser Vergleich zwischen dem Cappelinit und dem Melanocerit giebt deshalb auch eine weitere Bestätigung für die Auffassung der B_2O_3 als Säure im Cappelinit (und ebenso im Nordenskiöldin). Im Cappelinit wurde die Stellung der Borsäure als in einer Verbindung $Y_2B_2O_6$ oder YBO_3 vorhanden angenommen; damit analog scheint mir — was vielleicht vielen Forschern äusserst gewagt vorkommen dürfte — im Melanocerit die entsprechende Verbindung $Ce_2.Ce_2O_4F_4$ oder $Ce.CeO_2F_2$ (wo Ce bedeutet Ce, La, Di, Mn, Fe, Al) vorzukommen. Die beiden Verbindungen können geschrieben werden:



Ein Theil der Sesquioxyde ist übrigens auch im Melanocerit wahrscheinlich an Borsäure gebunden.

In ähnlicher Weise nehme ich auch an, dass die Verbindungen ZrO_2 , CeO_2 und ThO_2 nicht als solche, sondern als saure Radicale $ZrOF_2$, $CeOF_2$, $ThOF_2$ im Mineral vorhanden sind; diese Auffassung wird nämlich in hohem Grade bestätigt durch die Vergleichung mit dem Hiortdahlit, in welcher die Verbindung ZrF_2O eine sehr hervortretende Rolle spielt; folgende Verbindungen sind dann analog gebaut:



Die kleinen Mengen von Ta_2O_5 und P_2O_5 sind wahrscheinlich an CaO gebunden als Metatantalat und Metaphosphat zugegen, eine Auffassung, welche durch den Vergleich mit dem Wöhlerit bestätigt wird.

Unter den oben dargestellten Annahmen würde die Analyse also auf folgende Weise geschrieben werden können:

		Quotientenzahlen:
SiO_2	13,07	0,218
CO_2	1,75	0,040
ZrF_2O	0,54	0,004
ThF_2O	1,80	0,006
CeF_2O	4,15	0,022
Ta_2O_5	3,65	0,008
P_2O_5	1,29	0,009
B_2O_3	3,49	0,046
$Al_2F_2O_2$	1,04	0,008
$Fe_2F_2O_2$	2,25	0,013
$Mn_2F_2O_2$	1,31	0,008
$Ce_2F_2O_2$	18,66	0,053
$Di_2F_2O_2$	8,17	0,023
$La_2F_2O_2$	13,82	0,039
Ce_2O_3	3,30	0,040
Y_2O_3	9,17	0,036
CaO	8,62	0,154
MgO	0,44	0,003
Na_2O	1,45	0,023
H_2O	3,04	0,169

Ich würde ferner die einzelnen Verbindungen der Analyse auf folgende Weise deuten:

	CaO	0,017	
	Ta_2O_5	0,008	} 0,017
	P_2O_5	0,009	
I)		0,034	$Ca.(Ta, P)_2.O_6$
	CaO	0,097	} 0,218
	MgO	0,003	
	Na_2O	0,023	
	H_2O	0,095	
	SiO_2	0,218	
II)		0,436	$(Ca, Mg, H_2, Na)_2.Si_2.O_6$
	CaO	0,040	
	CO_2	0,040	
III)		0,080	$Ca_2.C_2.O_6$

	H_2O	0,032		
	ZrF_2O	0,004	} 0,032	
	ThF_2O	0,006		
	CeF_2O	0,022		
IV)		0,064		$\overset{(IV)}{H_4} \cdot \overset{(VIII)}{(Zr, Th, Ce)_2} \cdot O_4 F_4$
	Y_2O_3	0,036	} 0,046	
	Ce_2O_3	0,010		
	B_2O_3	0,046		
V)		0,092		$\overset{(VI)}{(Y, Ce)_2} \cdot \overset{(VI)}{B_2} \cdot O_6$
	$Al_2F_2O_2$	0,008	} 0,444	
	$Fe_2F_2O_2$	0,013		
	$Mn_2F_2O_2$	0,008		
	$Ce_2F_2O_2$	0,053		
	$Di_2F_2O_2$	0,023		
	$La_2F_2O_2$	0,039		
VI)		0,444		$\overset{(VI)}{R_2} \cdot \overset{(VI)}{R_2} \cdot O_4 F_4$
				wo $\overset{(VI)}{R_2} = Ce, La, Di, Al, Fe, Mn.$
	Rest: H_2O	0,042		entsprechend 0,75 %.
	Zu wenig Fluor	0,007		entsprechend 0,29 %.

Wie die obenstehende Aufstellung zeigt, können die in dem Melanocerit nach dieser Deutung angenommenen Verbindungen sämtlich als analoge angesehen werden. Die Menge des Silicats $R_2Si_2O_6$ ist hier, wie im Cappelenit, im Verhältniss zur Summe der übrigen Verbindungen nahezu wie 4 : 4 zugegen:

I)	0,034	} 0,444	= ca. $\frac{1}{2}$	
III)	0,080		= ca. $\frac{1}{3}$	
IV)	0,064		= ca. $\frac{1}{6}$	II) 0,436 = 4
V)	0,092		= ca. $\frac{1}{4}$	
VI)	0,444		= ca. $\frac{1}{4}$	

Was den restirenden Wassergehalt, 0,75 %, betrifft, so dürfte dieser mit aller Sicherheit der anfangenden Umlagerung in eine amorphe Substanz zugeschrieben werden können; es wird diese Annahme dadurch bestätigt, dass in dem unten erwähnten, nahe verwandten »Karyocerit«, welcher durch und durch amorph ist, der Wassergehalt auch entsprechend etwas grösser ist.

Vorkommen. Die Fundstelle dieses interessanten Minerals ist ein Gang auf der Insel Kjeø in der Nähe von Barkevik am Langesundfjord gewesen. Die Beobachtungen an Ort und Stelle zeigten folgende Mineralien: Aegirin in grossen dicken Krystallen, Barkevikit, zum Theil in Pterolith umgewandelt, Lepidomelan, Wöhlerit (sparsam), Melanocerit in den oben

beschriebenen Tafeln, gelber Zirkon in pyramidal ausgebildeten Krystallen, Astrophyllit in prächtigen cylindrischen Verwachsungen, oft bis zu 40 cm Länge, Spreustein nach Sodalith, in grossen pseudomorphen Krystallen, Feldspath, in bis 2 dm langen Tafeln, ausserdem feinlamellarer Albit in weissen, zuckerähnlichen Massen, etwas Eläolith, Leukophan, spärlich in weissen, tafelartigen, sphenoidisch ausgebildeten Krystallen, gleich denjenigen von Gross-Ärö, aber schlechter ausgebildet, Flussspath, Spuren von schwefligen Erzen (Molybdänglanz, Bleiglanz etc.), und als letzte Ausfüllung und als Umwandlung des Eläolith Analcim in reichlicher Menge. Da die Mineralien ungefähr in der oben angeführten Reihenfolge auskrystallisirt sind, sieht man, dass der Melanocerit zu den am frühesten ausgeschiedenen Mineralien der Gangmasse gehört.

Auf anderen Gängen als auf diesem und noch einem zweiten, jetzt nicht mehr bekannten Vorkommen bei Barkevik ist der Melanocerit bis jetzt nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden; doch glaube ich, auf einem Gange der Ärscheeren auch echten Melanocerit als grosse Seltenheit beobachtet zu haben. Der Melanocerit gehört also zu den seltensten und am wenigsten verbreiteten Mineralien unserer Gänge.

54. Karyocerit, Brögger.

Im Jahre 1882 erhielt ich bei einem Besuche auf Stokö von einem der dortigen Sammler ein angeblich aus einem kleinen Gange der Aröschereen stammendes Mineral, welches sich bei näherer Untersuchung mit dem Melanocerit nahe verwandt, obwohl nicht identisch zeigte; da das Mineral grosse, zum Theil 4—5 cm breite, bis ca. 1 cm dicke Tafeln von nussbrauner Farbe bildet, will ich dasselbe, um die Verwandtschaft mit dem schwarzbraunen Melanocerit anzudeuten, mit dem Namen »Karyocerit« (von »κάρυον, Nuss« und »Cerium«) bezeichnen.

Die braunen Tafeln des Karyocerit (s. Taf. XX Fig. 40) sind sehr rissig und spröde, mit muscheligem Bruch; an einigen der kleineren derselben wurden Rhomboëderflächen beobachtet. Der Winkel des herrschenden Rhomboëders zu OR wurde an mehreren Krystallbruchstücken gemessen und dabei immer Werthe bedeutend verschieden von denjenigen des Melanocerit gefunden. Die beste Messung gab $34^{\circ}22'$; die meisten dagegen niedrigere Werthe bis ca. 32° . Die beste Messung, welche offenbar am nächsten dem Winkel $—\frac{1}{4}R : OR$ des Melanocerit entspricht, aber entschieden bedeutend niedriger ist, führt also auf ein Axenverhältniss mit bedeutend kürzerer c -Axe. Dieselbe giebt das Axenverhältniss für R

$$a : c = 1 : 1,4845$$

mit dem Winkel $OR : R = 53^{\circ}50'$. Obwohl diese Zahl nach der Beschaffenheit der Krystalle gewiss ungenau ist, dürfte das Axenverhältniss des Karyocerit doch jedenfalls nicht mit demjenigen des Melanocerit übereinstimmen; dazu ist die Abweichung der gemessenen Winkel $—\frac{1}{4}R : OR$ zu gross. Auch verdient daran erinnert zu werden, dass an dem verwandten Steenstrupin der Winkel $OR : R$ nach Lorenzen's Messungen ungefähr 52° wäre.

Ausser OR und $—\frac{1}{4}R$ tritt ausnahmsweise auch $—\frac{1}{2}R$ auf; sämmtliche Flächen sind aber, obwohl gut glänzend, gestreift und wenig gut messbar.

Durch optische Untersuchung zeigte sich das Mineral vollständig isotrop, ist also durch und durch in eine amorphe Modification umgelagert. Dabei sieht es übrigens im Dünnschliffe sehr homogen und rein aus und ist mit hellgelber Farbe durchsichtig.

Herr Professor P. T. Cleve war so freundlich, auch von diesem Mineral eine Analyse auszuführen, welche unten angeführt ist; an dem Analysenmaterial bestimmte er ausserdem das specifische Gewicht und fand bei zwei Bestimmungen:

2,7437 g bei 16° C. spec. Gew. = 4,286

2,9644 g bei 16° C. spec. Gew. = 4,305,

woraus das Mittel: 4,295, während am Melanocerit 4,129 gefunden wurde.

Die Analyse ergab:

SiO_2	12,97
Ta_2O_5	3,11
P_2O_5	0,86
CO_2	0,35
B_2O_3	(4,70)
F	5,63
ZrO_2	0,47
CeO_2	5,89
ThO_2	13,64
Al_2O_3	0,87
Fe_2O_3	1,36
Mn_2O_3	0,66
Ce_2O_3	14,83
Di_2O_3	6,75
La_2O_3	14,34
$Y_2O_3^*)$	2,21
(Uranoxyd	Spur)
CaO	7,37
MgO	0,17
Na_2O	1,42
H_2O	4,77
	<hr/>
	102,37
— O = 2Fl	= 2,37
	<hr/>
	100,00

Wie die Analyse zeigt, ist die Verwandtschaft mit dem Melanocerit ganz evident; nur ist der Gehalt an Oxyden $\overset{IV}{R}O_2$ bedeutend grösser im Karyocerit, als im Melanocerit, nämlich zusammen 20,00 ThO_2 , CeO_2 und ZrO_2 im ersteren, gegen nur 5,80 % im Melanocerit; umgekehrt ist der Gehalt an Sesquioxiden im Melanocerit, zusammen 54,68 %, bedeutend grösser als der Gehalt von Sesquioxiden im Karyocerit, 41,02 %. Bei der grossen Uebereinstimmung der übrigen Bestandtheile scheint es demnach offenbar, dass die den Oxyden $\overset{IV}{R}O_2$ der Analysen entsprechenden Verbindungen in analoger Weise, wie die den Sesquioxiden entsprechenden Verbindungen, zusammengesetzt sein müssen; wie der Vergleich mit dem Cappelinit zeigt (s. oben), müssen beide an Fluor gebunden sein.

*) Atomgewicht der Metalle = 104,2.

Ich habe deshalb die Analyse Cleve's auf dieselbe Weise wie die Analyse des Melanocerit berechnet, wodurch die analytischen Daten sich in folgende Zahlen umsetzen:

	Quotientenzahlen:	
SiO_2	12,97	0,216
CO_2	0,35	0,008
ZrF_2O	0,54	0,004
ThF_2O	14,78	0,052
CeF_2O	6,65	0,034
T_2O_5	3,11	0,007
P_2O_5	0,86	0,006
B_2O_3	4,70	0,067
$Al_2F_2O_2$	1,02	0,009
$Fe_2F_2O_2$	1,42	0,008
$Mn_2F_2O_2$	0,71	0,004
$La_2F_2O_2$	15,31	0,044
$Di_2F_2O_2$	2,45	0,007
Ce_2O_3	14,83	0,045
Di_2O_3	4,50	0,013
Y_2O_3	2,21	0,009
CaO	7,37	0,132
MgO	0,17	0,004
Na_2O	1,42	0,023
H_2O	4,77	0,265

Ich würde ferner die einzelnen Verbindungen auf folgende Weise deuten, wobei daran erinnert werden muss, dass die specielle Vertheilung der basischen und sauren Bestandtheile selbstverständlich ganz hypothetisch ist:

CaO	0,043	
Ta_2O_5	0,007	} 0,013
P_2O_5	0,006	
I)	0,026	^(II) $Ca \cdot (Ta, P)_2 \cdot O_6$
CaO	0,111	} 0,216
MgO	0,004	
Na_2O	0,023	
H_2O	0,078	
SiO_2	0,216	
II)	0,432	^(IV) $(Ca, Mg, H_2, Na)_2 \cdot Si_2 \cdot O_6$

	<i>CaO</i>	0,008		
	<i>CO₂</i>	0,008		
III)			0,016	(IV VIII) <i>Ca₂.Ce₂.O₆</i>
	<i>H₂O</i>	0,090		
	<i>ZrF₂O</i>	0,004	}	0,090
	<i>ThF₂O</i>	0,052		
	<i>CeF₂O</i>	0,034		
IV)			0,180	(IV VIII) <i>H₄.Zr.Th.Ce₂.O₄F₄</i>
	<i>Y₂O₃</i>	0,009	}	0,067
	<i>Ce₂O₃</i>	0,045		
	<i>Di₂O₃</i>	0,013		
	<i>B₂O₃</i>	0,067		
V)			0,434	(VI VI) <i>(Y.Ce.Di)₂.B₂.O₆</i>
	<i>Al₂F₂O₂</i>	0,009	}	0,072
	<i>Fe₂F₂O₂</i>	0,008		
	<i>Mn₂F₂O₂</i>	0,004		
	<i>La₂F₂O₂</i>	0,044		
	<i>Di₂F₂O₂</i>	0,007		
VI)			0,072	(VI VI) <i>R₂.R₂.O₄F₄</i>
	Rest	0,097 <i>H₂O</i> .		entsprechend 4,74 % <i>H₂O</i> .
	Zu wenig	0,003 <i>Fl</i> ,		entsprechend 0,44 % Fluor.

Dass der restirende Wassergehalt der statigefundenen Umwandlung in eine amorphe Substanz zuzuschreiben ist, dürfte nach den zahlreichen Erfahrungen an ähnlich umgewandelten Pegmatitgangmineralien unzweifelhaft sein; deshalb ist der Rest an *H₂O* hier, bei dem vollständig in amorphe Substanz umgewandelten Karyocerit, auch entsprechend grösser, als in der Analyse des, in seinem bei weitem grössten Theile doppelthbrechenden Melanocerit. Man sieht, dass auch hier die Quantität des Silicates fast genau sich zur Summe der übrigen Verbindungen wie 4 : 4 verhält:

$$\begin{array}{lcl}
 \text{I) u. III)} & 0,026 + 0,016 = 0,042 & \left. \begin{array}{l} \text{ca. } \frac{1}{2} \\ \text{ca. } \frac{1}{2} \end{array} \right\} \\
 \text{IV)} & = 0,180 & \\
 \text{V)} & = 0,434 & \\
 \text{VI)} & = 0,072 & \left. \begin{array}{l} \text{ca. } \frac{1}{2} \\ \text{ca. } \frac{1}{2} \end{array} \right\} = 4 \quad \text{II) } 0,432 = 4
 \end{array}$$

Man sieht ferner, dass die Menge des Silicates im Melanocerit und im Karyocerit nahezu dieselbe ist; dagegen haben die Verbindungen $R_2.R_2.O_4.F_4$ und $H_4(Zr.Th.Ce)_2O_4F_4$ in beiden Mineralien ihre Rollen vertauscht. Dieser bedeutende Unterschied in der Zusammensetzung und die in Verbindung damit stehende Abweichung des Axenverhältnisses berechtigt zur Trennung der beiden Vorkommnisse als zweier besonderer Mineralspecies.

Mit dem Cappelinit und dem Steenstrupin zusammen bilden diese Substanzen eine interessante kleine Gruppe von Mineralien, welche einerseits mit dem hexagonalen Kalksilicat $Ca_2 Si_2 O_6$ der künstlichen Schlacken (und wahrscheinlich mit dem Katapleit und vielleicht mit den Mineralien der Tridymitgruppe *)), andererseits mit dem Jeremejewit, dem Nordenskiöldin (und dadurch mit dem den letzterem analog constituirten Mineralien **) der Kalkspathgruppe etc., wie schliesslich auch mit der Borsäure) gewissermassen verwandt ist. Es verdient in dieser Beziehung bemerkt zu werden, dass die dem Kalkspath entsprechende Verbindung $Ca_2 C_2 O_6$, wenn auch nur in geringer Menge, im Melanocerit und im Karyocerit angenommen werden muss. Auf der anderen Seite ist nicht zu vergessen, dass mehrere der in den Mineralien der Melanoceritreihe vorhandenen Verbindungen, namentlich I, II und IV auch (obwohl gewiss auch anders constituiert) monosymmetrisch krystallisirend in der Pyroxenreihe bekannt sind.

Betreffs des Verhaltens des Karyocerit und des Melanocerit vor dem Löthrohre ist zu bemerken: beim Glühen werden sie heller gefärbt und (jedenfalls der Karyocerit und der amorph umgewandelte Melanocerit) quellen auf, ohne zu schmelzen. Mit $KHSO_4$ und $CaFl_2$ deutliche Borsäure-reaction. Mit Soda Manganreaction, mit Phosphorsalz deutliche Cerreaction (Cleve).

Die wenigen gefundenen Stufen des Karyocerit, welcher ebenso wie der Melanocerit sehr selten vorgekommen ist, zeigen folgende Mineralien: Nadeln von Aegirin spärlich, rothen Katapleit in grossen Tafeln, tief nussbraunen Karyocerit, ebenfalls in Tafeln, Astrophyllit, Feldspath und Eläolith, der letztere theilweise umgewandelt. Die Krystallisationsfolge ist diejenige, in welcher die Mineralien aufgezählt sind.

*) S. unter Katapleit.

*) S. unter Nordenskiöldin.

55. Tritomit, Weibye.

1849. N. J. Berlin, Lieb. u. Kopp Jahresh. 1849, S. 703.
 1850. — u. P. H. Weibye, Pogg. Ann. **79**, 299.
 1855. D. Forbes, Lieb. u. Kopp Jahresh. S. 954; Edin. u. Phil. Journ. (2) **3**, 59.
 1860. A. Kenngott, Uebers. d. min. Forsch. im J. 1859, S. 92.
 1861. F. P. Möller, Sill. Amer. Journ. **34**, 222 und Ann. d. Chem. u. Pharm. **120**, 241.
 1877. Nils Engström, Undersökning af några mineral etc. Inaug.-Diss. Upsala 1877.
 Ref. in dieser Zeitschr. **3**, 200.
 1887. W. C. Brögger, Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. **9**, 258.

Der Tritomit wurde im Jahre 1849 von Herrn Weibye auf der Insel Låven (Lamö) entdeckt und bereits in demselben Jahre von Berlin analysirt (I). Später wurde er auch von D. Forbes (II), dann von F. P. Möller (III) und in neuerer Zeit von Nils Engström (IV—VI) einer chemischen Untersuchung unterworfen; der Letztere analysirte sehr eingehend zwei derbe Varietäten von »Brevik« (IV von unbestimmter Localität in der Gegend von Brevik) und von Barkevik (V); der echte, typische, in Tetraëdern krystallisirte Tritomit wurde fehlenden Materiales wegen nur unvollständig analysirt (VI). Die Analysen sind in folgender Tabelle zusammengestellt; selbstverständlich können nur die neueren Analysen Engström's als zuverlässig angesehen werden.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
<i>SiO</i> ₂	20,13	21,16	15,38	13,54	13,59	14,74
<i>ZrO</i> ₂	—	—	3,63	1,09	1,03	—
			(u. <i>Ta</i> ₂ <i>O</i> ₃)			
<i>SnO</i> ₂	—	—	0,74	—	—	—
<i>ThO</i> ₂	—	—	—	9,54	8,58	—
<i>CeO</i> ₂	—	—	4,48	11,69	11,26	—
<i>Ta</i> ₂ <i>O</i> ₅	—	—	—	1,15	1,11	3,09
<i>WO</i> ₃	—	3,95	—	—	—	—
		(u. <i>SnO</i> ₂)				
<i>Ce</i> ₂ <i>O</i> ₃	40,36	37,64	10,66	10,65	8,44	56,54 { u. <i>ThO</i> ₂ u. <i>CeO</i> ₂ }
<i>La</i> ₂ <i>O</i> ₃	15,11	12,44	44,05	16,31	21,56	
<i>Di</i> ₂ <i>O</i> ₃	—	—		5,57	4,76	
<i>Y</i> ₂ <i>O</i> ₃	0,46	4,64	0,42	2,97	2,58	5,45 { u. <i>ZrO</i> ₂ (unbest.) }
<i>Fe</i> ₂ <i>O</i> ₃	—	—	2,27	1,67	1,55	
<i>Mn</i> ₂ <i>O</i> ₃	—	—	0,49	0,67	0,34	
<i>Al</i> ₂ <i>O</i> ₃	2,24	2,86	1,61	1,18	0,88	
<i>B</i> ₂ <i>O</i> ₃	—	—	—	7,31	8,37	(unbest.)
<i>MnO</i>	—	1,40	—	—	—	—
<i>FeO</i>	1,83	2,68	—	—	—	—
<i>CaO</i>	5,15	4,04	6,41	7,04	6,97	6,59
<i>BaO</i>	—	—	0,19	—	—	—
<i>SrO</i>	—	—	0,71	—	—	—
<i>MgO</i>	0,22	0,09	0,16	—	—	—
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	1,16	0,33	0,56	1,40	0,71	0,91
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	—	—	2,10	—	—	—
<i>H</i> ₂ <i>O</i>	—	—	—	6,40	6,18	—
<i>Fl</i>	—	—	—	1,29	3,15	(unbest.)
Oxyde von <i>Mn, Ca, Sn, W</i>	1,62	—	—	—	—	—
Glühverlust	7,86	8,68	5,63	—	—	7,69
— <i>O</i> = 2 <i>F</i>	—	—	—	1,81	1,33	—
Summa	99,44	99,58	99,49	100,63	99,73	—

Wenn die Analysen IV. und V. Engström's auf ähnliche Weise, wie die Melanocerit- und Karyocerit-Analysen berechnet werden, so erhält man:

	IV.		V.	
<i>SiO</i> ₂	13,54	0,226	13,59	0,227
<i>ZrF</i> ₂ <i>O</i>	1,29	0,009	1,21	0,008
<i>ThF</i> ₂ <i>O</i>	10,31	0,036	9,15	0,033
<i>CeF</i> ₂ <i>O</i>	13,19	0,067	12,69	0,066
		0,112		0,107

	IV.			V.	
Ta_2O_5	4,45	0,003		4,40	0,002
B_2O_3	7,34	0,105		8,37	0,120
Al_2O_3	4,48	0,014	0,440	0,88	0,008
Fe_2O_3	4,67	0,044		4,55	0,009
Mn_2O_3	0,67	0,004		0,34	0,002
Ce_2O_3	10,65	0,035		8,44	0,024
La_2O_3	16,34	0,050		24,56	0,066
Di_2O_3	5,57	0,046		4,76	0,044
Y_2O_3	2,97	0,013		2,58	0,011
CaO	7,04	0,126	0,342	6,97	0,125
Na_2O	1,40	0,023		0,74	0,012
H_2O	3,46	0,193		3,62	0,200
(aq.)	(3,04			(2,86)	

Die Analysen könnten alsdann gedeutet werden durch die Annahme folgender Verbindungen:

	IV.		V.
CaO	0,003		0,002
Ta_2O_5	0,003		0,002
I)	0,006	$CaTa_2O_6$	0,004
CaO	0,123		0,122
Na_2O	0,023		0,012
H_2O	0,080		0,093
SiO_2	0,226		0,227
II)	0,452	$(Ca, Na_2H_2)_2Si_2O_6$	0,454
H_2O	0,112		0,107
Zr, Th, Ce, F_2O	0,112		0,107
III)	0,224	$H_1(Zr, Th, Ce)_2O_4F_4$	0,214
R_2O_3	0,140		0,134
B_2O_3	0,140		0,134
IV)	0,280	$R_2B_2O_6$	0,268

Rost der Analyse:

3,04 % aq 2,86 % aq

Zu wenig Fluor:

0,02 % 0,36 %

Zu wenig Borsäure:

2,50 % 1,08 %

Wie bei dem Melanocerit und dem Karyocerit, verhält sich das Silicat zu der Summe der übrigen Verbindungen ungefähr wie 4 : 1.

Da der Tritomit wie der Karyocerit unzweifelhaft durch und durch amorphe Beschaffenheit besitzt, so ist die Annahme, dass ein grosser Theil des Wassergehaltes secundär ist, ganz berechtigt. Was die für die Berechnung fehlenden Mengen von B_2O_3 und Fl betrifft, so muss natürlich daran erinnert werden, dass bei derartig complicirten Substanzen, wie der Tritomit, die analytischen Methoden noch keine allzu grosse Genauigkeit in der Bestimmung der seltenen Erden erlauben, ferner dass das Mineral ja auch nicht mehr ein ursprüngliches, ganz unverändertes ist; auch dürfte die Borsäurebestimmung selbst kaum sehr zuverlässig sein können. Erfahrungsgemäss sind aber die bei der Umwandlung in amorphe Substanz stattgefundenen Aenderungen der Zusammensetzung bei nicht allzu grossem Wassergehalt in der Regel nicht sehr bedeutend, wenn die Krystallform noch erhalten blieb, was ja bei dem Tritomit von Låven der Fall ist; da derselbe mit den analysirten Varietäten von »Barkevik« und Brevik gut übereinzustimmen scheint, dürften auch diese nicht allzu durchgreifende Aenderungen ihrer Zusammensetzung erlitten haben. Ich halte es deshalb für wahrscheinlich, dass die Zusammensetzung des Tritomit, wenn wir von der ganz geringen Menge des Tantalats absehen, ungefähr durch die Formel

$$\left[\overset{II}{R}, \overset{I}{R}_2 \right]_2 Si_2 O_6 \cdot \frac{1}{2} \left[\overset{III}{R}_2 B_2 O_6 \right] \cdot \frac{1}{2} [H_2]_2 (Zr, Th, Ce)_2 O_4 F_4 \text{ oder} \\ 2 \left[\left(\overset{II}{R}, \overset{I}{R}_2 \right)_2 Si_2 O_6 \right] \cdot [R_2 B_2 O_6] \cdot [H_4 (Zr, Th, Ce)_2 O_4 F_4] = 2 \left[\overset{II}{R} . Si O_3 \right] \cdot \left[\overset{III}{R} . BO_3 \right] \cdot [H_2 . \overset{IV}{R} O_2 F_2]$$

auszudrücken wäre; die Bedeutung von $\overset{I}{R}$, $\overset{II}{R}$, $\overset{III}{R}$ und $\overset{IV}{R}$ geht aus dem Obenstehenden hervor.

Nach dieser Deutung wäre der Tritomit als ein Glied der Cappelenit-Melanoceritreihe aufzufassen, deren wesentliche Bestandtheile in den folgenden Formeln dargestellt sind:

Cappelenit	$\left[\overset{II}{R} . Si O_3 \right] \cdot \left[\overset{III}{R} . BO_3 \right]$
Tritomit	$\left[\overset{II}{R} . Si O_3 \right] \cdot \frac{1}{2} \left[\overset{III}{R} . BO_3 \right] \cdot \frac{1}{2} \left[\overset{I}{R}_2 . \overset{IV}{R} O_2 F_2 \right]$
Karyocerit	$\left[\overset{II}{R} . Si O_3 \right] \cdot \frac{1}{3} \left[\overset{III}{R} . BO_3 \right] \cdot ca. \frac{1}{2} \left[\overset{I}{R}_2 . \overset{IV}{R} O_2 F_2 \right] \cdot \frac{1}{6} \left[\overset{III}{R} . \overset{III}{R} O_2 F_2 \right] \text{ etc.}$
Melanocerit	$\left[\overset{II}{R} . Si O_3 \right] \cdot \frac{1}{4} \left[\overset{III}{R} . BO_3 \right] \cdot \frac{1}{8} \left[\overset{I}{R}_2 . \overset{IV}{R} O_2 F_2 \right] \cdot \frac{1}{4} \left[\overset{III}{R} . \overset{III}{R} O_2 F_2 \right] \text{ etc.}$

Der Tritomit nähert sich also durch seinen grösseren Gehalt an normalem Borat $\overset{III}{R} BO_3$ am meisten dem Cappelenit *).

Betreffs des chemischen Verhaltens sind die verschiedenen Tritomit-

*) Die früheren Versuche, eine chemische Formel des Tritomit zu berechnen, von Berlin, Forbes, Kennigott, Möller, Engström, sind hier nicht referirt; weil ihnen die oben abgeleitete Grundlage fehlte, konnten sie auch nicht zu befriedigenden Resultaten führen.

vorkommnisse in ihren Reactionen nahe übereinstimmend; der Tritomit ist löslich in Salzsäure unter Bildung von Kieselsäuregallerte und unter Ausscheidung von freiem Chlor; im Kolben giebt er Wasser ab; vor dem Löthrohre »brennt er sich weiss, bläht sich etwas auf und bekommt Risse, zuweilen berstet er in Stücke, die mit Heftigkeit herumgeworfen werden« etc. (Berlin l. c.).

Mit seiner dunkelbraunen Farbe, seinem muscheligen Bruche und harzähnlichen Glanze ähnelt der Tritomit sehr dem in eine isotrope Masse umgewandelten Karyocerit. Im Dünnschliffe ist er durchsichtig, immer stark zersprungen; in dickeren Schliffen mit bräunlichgelber Farbe; er zeigt sich stets durch und durch isotrop, ganz wie der Karyocerit etc.

Das spezifische Gewicht ist von verschiedenen Autoren angegeben zu: 4,46—4,66 (Berlin). 3,908 (Forbes), 4,26 (Möller), 4,478 und 4,045 (Engström); die von Forbes angegebene Zahl ist entschieden zu niedrig. 4,45—4,25 dürfte am meisten charakteristisch sein. Dies Gewicht besitzt aber auch der Melanocerit und der Karyocerit (4,43—4,29). Auch die Härte dieser Mineralien und die des Tritomit ist gleich, nämlich zwischen Feldspath und Apatit. Sie sind auch sämmtlich unangenehm spröde und die Krystalle derselben lassen sich nur äusserst schwierig unverletzt aus dem Gestein herauslösen.

Die beiden Mineralien Tritomit und Karyocerit sind in den meisten Beziehungen so ähnlich, dass sie nur durch ihre äussere Krystallbegrenzung (und natürlich durch chemische Analyse) unterschieden werden können.

Die Krystallform ist für den Tritomit von allen Verfassern als der tetraëdrischen*) Hemiëdrie des regulären Systemes angehörig angegeben; so viel mir bekannt, sind jedoch Krystalle von Tritomit niemals genauer gemessen worden; auf Grund der immer tetraëderähnlichen Form und der isotropen Beschaffenheit in optischer Beziehung hat man ohne weiteres angenommen, dass das Krystallsystem das reguläre wäre. Was aber die optische Isotropie betrifft, so beruht diese ganz sicher darauf, dass der Tritomit, wie der Karyocerit und zahlreiche andere Mineralien mit seltenen Erden, durch eine von Wasseraufnahme begleitete Molekularumlagerung in amorphe Substanzen umgewandelt worden ist.

Die nähere Untersuchung der mir vorliegenden Krystalle zeigte nun auch, dass der Tritomit nicht dem regulären Systeme angehörig sein kann; für eine ganz sichere Entscheidung des Krystallsystemes war es mir leider unmöglich, genügendes Material zu beschaffen; die Krystalle sind nämlich immer der amorphen Beschaffenheit wegen ungemein spröde und bersten

*) Auch der Name Tritomit (von *τρίτομος*, dreifach zerschnitten, weil das Mineral beim Zerschlagen des Muttergesteines Dreiecke liefert) bezieht sich auf die tetraëderähnliche Form.

bei jedem Versuche, die Flächen für Messungen blozulegen, in viele Splitter.

Es gelang mir nur in zwei Fällen, Bruchstücke von Tritomitkrystallen herauszulösen, welche einigermaßen gute Messungen erlaubten; der eine derselben, ein mehr als 1 cm grosser, gegen Analcim ausgebildeter Krystall, gab an einer Kante einen mit dem Anlegegoniometer gut messbaren Winkel von ca. 104° ; an einem zweiten, kleineren, gegen Leukophan ausgebildeten Krystalle, mit zwei ebenen, obwohl matten Flächen, wurde der Winkel mittelst angeklebter Glasblättchen am Reflexionsgoniometer zu 115° gemessen. Die Abweichung von dem Winkel des regulären Tetraëders war also in beiden Fällen bei diesen ziemlich guten Messungen allzu gross, um die Zurechnung des Tritomit zum regulären Systeme zu erlauben. Wenn die jetzt angeführten Messungen, sowie die Thatsache, dass die Tritomitkrystalle immer eine Tetraëder-ähnliche Begrenzung besitzen, berücksichtigt werden, sind folgende Deutungen der Tritomitform möglich:

1) Der Tritomit könnte der spenoidisch-hemiëdrischen Abtheilung des tetragonalen Systemes angehören. Es müsste dann der zu ca. 104° gemessene Winkel der Polkantenwinkel des tetragonalen Sphenoides sein, woraus $a : c = 1 : 0,857$ mit dem Mittelkantenwinkel des Sphenoides $= 113^\circ 56'$ folgt, was dem zweiten gemessenen Winkel ca. 115° entsprechen würde *).

2) Der Tritomit könnte der rhomboëdrischen Abtheilung des hexagonalen Systemes angehören und zugleich hemimorph nach der Verticalaxe sein, wobei die tetraëderähnlichen Krystalle sodann als von drei Flächen eines Rhomboëders am einen Ende, von der Basis allein am anderen Ende der Verticalaxe begrenzt, aufgefasst werden müssten. Die gemessenen Winkel würden bei dieser Auffassung nicht sehr von den Winkeln $\alpha : c = (40\bar{1}4) : (000\bar{1}) = 99^\circ 47'$ und $\alpha : \alpha' = (40\bar{1}4) : (\bar{1}401) = 117^\circ 10'$ des Melanocerit abweichen (s. Taf. XX Fig. 11).

Es entspricht der Winkel $(40\bar{1}4) : (000\bar{1}) = 104^\circ$ einem Axenverhältnisse für $4R \alpha' : c = 1 : 4,455$ oder für $R = a : c = 1 : 4,414$, und ferner für $(40\bar{1}4) : (\bar{1}401) = 116^\circ 39'$, während gefunden wurde 115° , eine Uebereinstimmung, welche, wenn die wenig genauen Messungsmethoden in Betracht gezogen werden, als hinreichend genügend angesehen werden muss.

Für die Auffassung des Tritomit als rhomboëdrisch-hemimorph spricht erstens die dadurch erhaltene nähere Uebereinstimmung mit den in chemischer Beziehung nahe verwandten Mineralien der Melanoceritreihe; ferner verdient auch erwähnt zu werden, dass auch bei dem Melanocerit eine Hemimorphie keineswegs ausgeschlossen, wenn auch wenig wahrscheinlich

* Als meine vorläufige Notiz in Geol. Fören. i Stockh. Förhandl. gedruckt wurde, war ich noch nicht auf die grössere Wahrscheinlichkeit der zweiten Deutung aufmerksam geworden; der Tritomit wurde deshalb hier als tetragonal angesehen.

ist, da eine solche bei den nicht wenigen untersuchten Krystallen niemals beobachtet wurde. Dagegen verdient in hohem Grade Beachtung, dass der theilweise analog zusammengesetzte Jeremejewit, $Al_2B_2O_6$, nach Websky's Beobachtungen wahrscheinlich hemimorph ist: es dürfte dann vielleicht eben der höhere Borsäuregehalt sein, welcher die immer vorhandene hemimorphe Ausbildung des Tritomit zum Unterschiede von dem Melanocerit erklären würde. Was den Cappelenit betrifft, so ist an dem einzigen gefundenen Krystalle nur das eine Ende mit Krystallflächen ausgebildet, so dass eine Hemimorphie hier nicht beobachtet werden konnte*).

Ich möchte es nach der obenstehenden Auseinandersetzung für wahrscheinlich halten, dass der Tritomit der Melanoceritreihe angehörig und durch seine Krystallisation in der rhomboëdrisch-hemimorphen Abtheilung des hexagonalen Systemes charakterisirt ist; da die Krystalle des Melanocerit, sowie des Karyocerit, immer tafelartig nach der Basis sind, ist eine Verwechselung mit diesen Mineralien, wenn Krystalle von Tritomit vorliegen, nicht möglich; derbe Massen von Tritomit dagegen können nicht nur mit dem Karyocerit, sondern auch mit dem Eukrasit und dem Freyalith recht leicht verwechselt werden.

Vorkommen. Der typische, in tetraëderähnlichen Krystallen ausgebildete Tritomit findet sich vorzugsweise auf der Insel Låven; er bildet hier kleine, gewöhnlich nur einige Millimeter, selten bis 1—2 cm grosse Krystalle. Die besten Exemplare sind gegen Leukophan oder Analcim ausgebildet; gegen Feldspath und Eläolith pflegt die Ausbildung schlechter zu sein. Der Aegirin, der Katapleit etc. sind früher auskrystallisirt, als der Tritomit. Die Tritomitbildung scheint aber auch theilweise während und nach der Feldspathbildung stattgefunden zu haben, denn man findet bisweilen auch den Tritomit ohne deutliche Krystallbegrenzung als Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspathkrystallen.

Ausser auf Låven findet sich der Tritomit auch auf der Insel Stokö, an deren Südspitze, auch auf Arö und den Arösheeren, ferner an mehreren Vorkommnissen in den Barkevikscheeren, hier jedoch selten mit Andeutung von Krystallbegrenzung. Ausserhalb der Grenzzone der Syenite am Langesundfjord habe ich den Tritomit nicht beobachtet.

*) Es verdient daran erinnert zu werden, dass das Rhomboëder — $2R$ des Melanocerit sehr nahe die Winkel eines regulären Tetraëders besitzt, nämlich — $2R:OR = 70^\circ 58'$, — $2R:-2R' = 109^\circ 54\frac{1}{2}'$, während das reguläre Tetraëder, wie bekannt, Winkel von $109^\circ 28'$ hat; wenn deshalb auch andere Krystalle des Tritomit ähnliche Winkel zeigen sollten, so würde dies keineswegs die Zugehörigkeit des Tritomit zum regulären Systeme beweisen.

55a. Erdmannit, Esmark.

1853. N. J. Berlin (u. Blomstrand), Pogg. Ann. **88**, 162.
 1862. Nobel und J. A. Michaelson, Öfers. af K. Sv. Vet. Akad. Förhandl. S. 512
 und Journ. f. pr. Ch. **90**, 109.
 — A. Des Cloizeaux, Man. de Min. S. 266.
 1870. A. E. Nordenskiöld. Öfers. af K. Sv. Vet. Akad. Förhandl. S. 565.
 1877. N. Engström, Inaug.-Diss. Upsala S. 28—31. Diese Zeitschr. **8**, 199.
 — A. Des Cloizeaux u. A. Damour (s. Homilit.).

Das zuerst vom Pfarrer H. M. Th. Esmark entdeckte und benannte Mineral Erdmannit wurde bereits 1853 von N. J. Berlin als ein dunkelbraunes, glasglänzendes, in dünnen Splittern durchscheinendes, nicht in Krystallen ausgebildetes Mineral von Stokö beschrieben; spec. Gew. = 3,04; dasselbe sollte nach der ursprünglichen Angabe Esmark's, welche auch an Handstücken bestätigt wird, theils in Körnern, theils in Blättchen an dem alten Melinophanfundorte bei Stoksund vorkommen.

In einer nur mit 0,5 g Material ausgeführten Analyse, welche der geringen Quantität und der damals noch unvollkommenen analytischen Methoden wegen wohl nur als approximativ betrachtet werden darf, fand Blomstrand (l. c.) (I)

I.

SiO_2	31,85
Al_2O_3	11,71

	II.	III.
Si O_2	28,80	29,24
Zr O_2		5,44
Be O		4,27
$\text{Al}_2 \text{O}_3$	17,54	2,81
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$		6,42
$\text{Ce}_2 \text{O}_3$	44,47	9,79
$(\text{La, Di})_2 \text{O}_3$	44,42	45,60
$\text{Y}_2 \text{O}_3$	4,49	4,63
Ca O	16,06	14,93
Mg O	—	0,45
$\text{Na}_2 \text{O}$	—	2,45
»Durch H_2S fällbare Metalle«	0,83	—
$\text{H}_2 \text{O}$	—	5,50
	<hr/> 90,28	<hr/> 98,60

Das Eisen war angeblich theilweise auch als Oxydul vorhanden, wurde aber, des Mangels an Material wegen, nicht vom Eisenoxyd getrennt.

Nobel's Analyse ist, wie man sieht, unvollständig; Michaelson hielt das von ihm untersuchte Mineral für identisch mit dem oben erwähnten von Blomstrand analysirten.

In demselben Jahre erwähnte Des Cloizeaux (l. c.) unter »Orthit«, dass Herr Saeman als Erdmannit kleine, anscheinend krystallinische Massen erhalten hätte, von dem Aussehen sehr flachgedrückter, nach ihrer Längsrichtung cannellirter Prismen von braunrother Farbe, in dünnen Splittern durchscheinend und vollkommen isotrop, zusammen mit Melinophan, in einem grauen Feldspath von der Umgegend Breviks.

Die oben referirten Beschreibungen scheinen sich alle auf ein und dasselbe Mineral zu beziehen. Eine Anzahl Originalstufen, welche von den beiden oben erwähnten Vorkommnissen Stoksund (Stokö) und Arö stammen, wurden mir gütigst aus den Sammlungen des Reichsmuseums zur Untersuchung überlassen; eine dieser Stufen hatte die Etiketle: »Zuerst auf Arö gefunden von dem jetzigen Pfarrer zu Ramnäs (Esmark); von ihm als neu angenommen und Erdmannit genannt.« An anderen Stufen, von Stokö, war auf der Etiketle bemerkt: »von Mosander als eine Orthitvarietät angesehen«.

Diese Stufen zeigten, mit den obenstehenden Beschreibungen übereinstimmend, unser Mineral in mehr oder weniger tiefbraunen, gewöhnlich rothbraunen, schwach durchscheinenden, körnigen oder lamellaren Partien im Feldspath; häufig bilden dieselben deutliche flache, gestreifte Prismen oder Platten. Präparate quer zur Längsausdehnung derselben zeigten sich vollkommen isotrop, im durchfallenden Lichte grünlichbraun bis gelblichbraun gefärbt. Die Querschnitte der Umgrenzung zeigen eine Anzahl

Flächen, deren Vertheilung keine Symmetrieebene erweisen. Es könnten daher diese Durchschnitte ganz gut der Orthodomenzone des Orthit entsprechen, wenn nur die Winkel derselben damit übereinstimmten. Es schien mir deshalb zuerst recht wahrscheinlich, dass die oben referirte Annahme vielleicht richtig sein dürfte, dass also der Erdmannit nur eine in amorphe, isotrope Substanz umgewandelte Orthitvarietät sei, was auch mit der chemischen Zusammensetzung recht gut übereinstimmend schien, wenn in Betracht gezogen würde, dass diese amorphen Umwandlungsproducte vielleicht nicht mehr genau die ursprüngliche Zusammensetzung erweisen*).

Die alten Originalstufen des typischen Erdmannit zeigen ausserdem reichlich Melinophan, etwas Zirkon, Löllingit etc. in einer Gangmasse, deren Hauptmineralien graulichweisser Mikroperthit, schwarzer Glimmer, Eläolith und Spreustein sind; es verdient bemerkt zu werden, dass an einigen dieser Stufen, soviel ich sehen konnte, kein Homilit vorhanden war, was jedoch vielleicht auch zufällig gewesen sein kann, da dies Mineral sonst in der Regel mit dem Melinophan zusammen vorkommt; der Erdmannit gehört auf diesen Stufen zu den am ersten auskrystallisirten Mineralien. Die nähere Untersuchung lehrte nun, dass der typische Erdmannit doch kein Umwandlungsproduct von Orthit sein kann. In einem der Präparate eines Erdmannit von Stokö waren nämlich einige Querschnitte theilweise noch im inneren Theile doppelthbrechend, von einer äusseren isotropen Zone umgeben. Diese doppelthbrechende Partie zeigte nun zwischen gekreuzten Nicols in den Stellungen, in welchen die Trace der grössten Fläche, nach welcher die Krystalle tafelartig waren, parallel einem Nicolhauptschnitte eingestellt war, genau parallele Auslöschung. Da der Orthit in Schnitten parallel der Symmetrieebene Auslöschungswinkel von ca. 37° gegen die Verticalaxe zeigt, könnte die vorliegende Schnittfläche, falls das Mineral Orthit wäre, wahrscheinlich nur der Orthoaxe des Orthit parallel geschliffen sein. Dies ist aber anderseits deshalb nicht möglich, weil die kleinen Durchschnitte, welche sämmtlich im Präparate nahezu parallel waren, deutlich eine monosymmetrische Anordnung der Flächen an den Seiten der durchgeschliffenen Tafeln zeigen. Ich konnte nun unter dem Mikroskope einige Winkel der Tracen dieser Seitenflächen gegen die Trace der Tafel-ebene messen, wodurch folgende Werthe erhalten wurden (siehe Taf. XX Fig. 12):

$$x : c = \text{ca. } 79^{\circ}$$

$$q : c = \text{ca. } 15^{\circ} - 16^{\circ}.$$

*) Auch andere Verfasser haben den ursprünglichen Erdmannit Esmark's als eine Orthitvarietät angesehen; dies hat z. B. Dana gethan (Syst. of Min. 5. Ausg., S. 287), hat aber durch ein Versehen anderseits auch genau dasselbe Mineral als selbständige Species aufgeführt (S. 444); für beide wird die von Blomstrand angeführte Analyse citirt. Den von Nobel und Michaelson analysirten Erdmannit führte Dana als besondere Species unter dem Namen Michaelsonit auf (S. 289.)

Der Winkel $\alpha : c$, welcher sich recht scharf messen liess, stimmt gut mit dem Winkel $4R : 0R$ des Melanocerit ($= 80^\circ 43'$), welche Fläche bei diesem Mineral oft ganz gross ausgebildet ist; der zweite Winkel, welcher schlechter messbar war, könnte vielleicht dem Winkel $\frac{1}{2}R : 0R$ ($= 49^\circ 53\frac{1}{2}'$) des Melanocerit entsprechen. Auch die Farbe und das übrige Aussehen im Dünnschliffe stimmt eher mit dem Melanocerit, als mit dem Orthit, da die isotropen Orthite in der Regel mit grüner, nicht so häufig mit brauner Farbe durchsichtig sind; ebenso stimmt das makroskopische Aussehen als dünne braune Tafeln oder Platten besser mit den Mineralien der Melanoceritreihe, als mit dem an Pegmatitgängen fast immer nach der Orthoaxe stengeligen Orthit überein.

Was nun die chemische Zusammensetzung betrifft, so entspricht diese allerdings in mehreren Beziehungen besser dem Orthit, als dem Melanocerit; genauer betrachtet stimmt dieselbe aber auch mit dem Orthit nicht sehr gut überein, indem der Gehalt an Sesquioxiden, namentlich Al_2O_3 , bei weitem zu niedrig ist, ebenso würde ein Gehalt an ZrO_2 und BeO bei einem Orthitmineral befremdend sein. Für die Erklärung der chemischen Zusammensetzung der analysirten Substanz dürfte aber wahrscheinlich die Beobachtung von Bedeutung sein, dass in einem der Präparate der oben erwähnten Stufen mit dem braunen isotropen Erdmannit frischer, stark doppeltbrechender Homilit oder ein mit dem Homilit verwandtes Mineral zusammen beobachtet wurde; da die beiden Mineralien, obwohl im Dünnschliffe leicht zu unterscheiden, makroskopisch sehr ähnlich aussehen, da ferner zur Zeit der oben angeführten Analysen der Homilit noch nicht entdeckt war, und da damals keine der jetzt zu Gebote stehenden verbesserten Methoden zur Prüfung der Reinheit des Analysenmaterials (durch Untersuchung von Dünnschliffen, durch Isolation etc.) benutzt werden konnte, so ist es höchst wahrscheinlich, dass das für die Analysen angewandte Material aus einem mit einem Homilitmineral gemengten »Erdmannit« bestanden habe, und dass der unbekannte braune Bestandtheil dieses »Erdmannit« in der That ein Mineral der Melanoceritgruppe gewesen ist. Durch diese Erklärung würde der höhere SiO_2 - und CaO -Gehalt (aus dem Homilit), wie anderseits der relativ hohe Gehalt an Oxyden von Ce , La , Di etc. (aus dem Melanocerit) verständlich sein. Echter Melanocerit würde indessen nicht das ursprüngliche Mineral gebildet haben können, denn bei diesem ist der SiO_2 -Gehalt zu niedrig, um mit einer Beimischung von Homilit einen solchen von ca. 29 % zu geben; es darf hier jedoch daran erinnert werden, dass der von Lorenzen analysirte, ebenfalls rhomboëdrische und unzweifelhaft der Melanoceritreihe angehörige Steenstrupin einen bedeutend höhe-

ren SiO_2 -Gehalt, als der Melanocerit selbst, ergab*). Das Fehlen der Borsäure in den Analysen beruht wahrscheinlich auf unzureichender Prüfung, was auch schon von Engström angenommen wurde.

Ausser diesem oben beschriebenen echten, typischen »Erdmannit«, welcher nach meinen Beobachtungen demnach als ein Gemenge eines umgewandelten Minerals der Melanoceritreihe mit frischem Homilit oder einem mit dem Homilit verwandten Minerale aufzufassen wäre, sind auch noch andere Vorkommnisse unserer Gänge unter demselben Namen beschrieben worden. Schon 1862 machte Des Cloizeaux (l. c.) darauf aufmerksam, dass in Damour's Sammlung als Erdmannit Krystalle eines Minerals vorhanden waren, in Prismen von 90° etc. etc., aussen durchscheinend mit gelbgrüner Farbe und doppeltbrechend, im Inneren einfachbrechend und von braunrother Farbe. Diese Krystalle gehörten demselben Mineral an, welches später als Homilit beschrieben wurde. In seiner 1877 erschienenen Abhandlung spricht Des Cloizeaux die Auffassung aus, dass bei der Umwandlung des Homilit sich Erdmannit-ähnliche einfachbrechende Zersetzungsproducte bilden, welche eine von derjenigen des Homilit abweichende Zusammensetzung besitzen. Derartige braun gefärbte Mineralfragmente eines der Homilitvorkommnisse von Stokö, Härte = 4,5, spec. Gew. = 3,03, zeigten nach Damour's Analyse die unten (IV) angegebene Zusammensetzung. Ungefähr gleichzeitig analysirte N. Engström (V) ein angeblich dunkel lauchgrünes Mineral (spec. Gew. = 3,388) aus dem Melinophanvorkommen von Stokö, unter der Annahme, dass dieses Mineral der ursprüngliche Erdmannit Esmark's sei.

	IV.	V.
SiO_2	28,04	25,45
ZrO_2	3,47 (mit Spur v. TiO_2)	2,44
SnO_2	0,45	—
ThO_2	—	9,93
B_2O_3	5,54	8,48
Al_2O_3	3,34	—
Fe_2O_3	5,42	3,04
Mn_2O_3	4,35	—
Ce_2O_3	49,28	9,00
$(\text{Di}, \text{La})_2\text{O}_3$	8,09	8,66
Y_2O_3	—	4,64
Er_2O_3	—	0,50
BeO	—	3,46
FeO	—	3,46
CaO	44,00	48,78
Na_2O	—	4,02
K_2O	4,98	0,42
H_2O	42,40	5,25
	<hr/> 100,00	<hr/> 100,00

*) Lorenzen's Analyse von Steenstrupin ergab: » SiO_2 27,95, TiO_2 0,97, Fe_2O_3

Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass auch diese beiden Vorkommnisse mit dem schon oben erwähnten Erdmannit verwandt sein müssen; leider sind die älteren Analysen dieser complicirt zusammengesetzten Mineralien kaum so zuverlässig, dass sie eine bestimmtere Deutung erlauben könnten; von der Analyse Engström's kann man jedoch jedenfalls annehmen, dass dieselbe ziemlich zuverlässig sei und mit Benutzung hinreichend scharfer Trennungsmethoden ausgeführt wurde.

Das grüne, von Engström analysirte Mineral kann nun nicht der oben beschriebene typische Erdmannit gewesen sein, denn dieser ist, wie alle Mineralien der Melanoceritgruppe, braun. Dagegen sind mehrere Zersetzungsproducte des Homilit theils bräunlich, theils grün gefärbt. Ein Umwandlungsproduct des gewöhnlichen Homilit scheint das von Engström analysirte Mineral jedoch kaum gewesen zu sein; dagegen spricht der grosse Gehalt an Cer, Lanthan, Didym etc., welche in dem echten Homilit nicht vertreten sind. Nach meiner Erfahrung ist es auch kaum anzunehmen, dass diese Substanzen bei der Umwandlung in amorphe Substanz zugeführt seien, denn in der Regel ändert sich, wenn noch eine Krystallbegrenzung oder Andeutung einer solchen vorhanden und der H_2O -Gehalt nicht allzu gross ist, die Zusammensetzung der einer derartigen Umwandlung ausgesetzten Mineralien stofflich und procentisch nur wenig, ausgenommen, dass der Gehalt von H_2O zum Theil secundär zugeführt ist. Das in dieser Beziehung am besten untersuchte Mineral ist der Gadolinit; in einer zum Theil im mineralogischen Institut der Hochschule zu Stockholm ausgeführten Untersuchung dieses Minerals fand sogar Herr W. Petersson an sorgfältig gereinigtem Analysenmaterial, dass der doppeltbrechende Gadolinit von Hitterö und der durch und durch isotrope, also umgewandelte, Gadolinit von Ytterby fast absolut dieselbe Zusammensetzung besitzen. Dies bestätigte meine allgemeine Erfahrung, dass diese bei Pegmatitgangmineralien mit seltenen Erden und Säuren so häufige Umwandlung in amorphe Substanz jedenfalls da, wo die Krystallform noch erhalten ist, und der H_2O -Gehalt nicht allzu gross ist, hauptsächlich in einer molekularen Umlagerung der vorhandenen Substanz besteht; dies wurde ferner durch die Beobachtung Petersson's bewiesen, dass der amorphe Gadolinit von Ytterby beim Erhitzen wieder doppeltbrechend wurde. Allerdings pflegt, wie oben bemerkt, diese Umlagerung in der Regel von einer Zunahme des H_2O -Gehaltes, seltener auch von mehr auffälligen Aenderungen der Menge der übrigen Bestandtheile begleitet zu werden. (Siehe hierüber weiter im allgemeinen Theile.)

Der relativ hohe Gehalt an Oxyden von *Ce*, *La*, *Di*, *Y*, *Th*, *Zr* etc. verbietet also, das von Engström analysirte Mineral ohne weiteres als ein
 9,74, Al_2O_3 2,44, *ThO* (sic) 7,09, *MnO* 4,20, *CeO* (sic) 40,66, *La* (sic) *O* und *Di* (sic) *O* 47,04, *CaO* 3,09, Na_2O 7,98, H_2O 7,28, Summe 98,38.

Umwandlungsproduct von gewöhnlichem Homilit anzusehen; anderseits kann dieser Gehalt an Ceritoxiden etc. auch kaum von Melanocerit stammen, denn in diesem Falle müsste wenigstens die Hälfte der analysirten Substanz aus Melanocerit bestanden haben, was nicht mit der von Engström angeführten Charakteristik des Minerals als lauchgrün stimmen würde, denn die Melanoceritminerale sind, wie gesagt, so weit ich sie kenne, braun.

Berechnet man die Analyse Engström's, so erhält man folgende Quotientenzahlen:

SiO_2	0,4494		ca. 2
B_2O_3	0,4464	} 0,4934	ca. 4
Fe_2O_3	0,0490		
Ce_2O_3	0,0273		
$(Di, La)_2O_3$	0,0228		
Y_2O_3	0,0066		
Er_2O_3	0,0043		
BeO	0,4470	} 0,5004	} 0,6063 ca. 3
FeO	0,0440		
CaO	0,3480		
Na_2O	0,0466		
K_2O	0,0045		
ZrO_2	0,0476	} 0,534 $\times 2$	
ThO_2	0,0355		
$[H_2O]$	0,4285		

Wird zuerst von dem Wassergehalte, als gewiss bei weitem zum grössten Theile secundär, abgesehen, werden ferner ZrO_2 und ThO_2 als basische Bestandtheile aufgefasst, wobei $(Zr, Th)O_2 \cdot SiO_2$ mit z. B. $2CaO \cdot SiO_2$, also $(Zr, Th)O_2$ mit $2RO$ gleichwerthig sind, so erhält man ungefähr (besonders wenn angenommen wird, dass wahrscheinlich ein Theil des Wassergehaltes ursprünglich vorhanden war):



entsprechend dem Silicat der Homilit-Gadolinitreihe*). Wenn wir uns nun erinnern, dass erstens B_2O_3 im Homilit, BeO im Gadolinit eine hervortretende Rolle spielen, ferner dass im letzteren Y_2O_3 (und in geringer Menge auch Ceritoxide) vorhanden ist, so scheint es mir wahrscheinlich, dass in dem vorliegenden Minerale ein Umwandlungsproduct eines neuen Gliedes der Homilit-Gadolinitreihe vorliegen dürfte, in welchem die Oxyde von Ce , La , Di neben B_2O_3 unter den Sesquioxiden vorherrschen. während die im Ga-

*) Auch Engström selbst war, obwohl mit etwas abweichender Deutung, auf eine mit der des Datolith analoge Formel gekommen.

dolinit vorherrschenden Sesquioxide von *Y*, *Er* etc. hier zurücktreten. Es würde dieses Mineral also als ein Cerhomilit aufgefasst werden können.

Dass ein an Ceritoxiden reiches Mineral als Umwandlungsproduct eines Minerals der Homilitreihe auf unseren Gängen auftritt, ist unzweifelhaft; und da nach aller Erfahrung bei analog umgewandelten Mineralien anzunehmen ist, dass der Gehalt an Ceritoxiden ursprünglich ist, dürfte daraus das Vorhandensein zweier verschiedener Mineralien der Homilitreihe auf unseren Gängen, erstens des Homilit selbst, zweitens des oben als Cerhomilit bezeichneten Minerals hervorgehen. Eine sichere Entscheidung dieser Frage erlaubte mein Material nicht; dazu würde die Entdeckung eines in guten Krystallen ausgebildeten Vorkommens und eine Analyse derartiger Krystalle nöthig sein.

Aus dem Obenstehenden geht somit hervor, dass nach meiner Ansicht die als Erdmannit aufgeführten Mineralvorkommnisse sich theils auf Mischungen von einem Melanoceritmineral mit Homilit oder richtiger mit einem Mineral der Homilitreihe (vielleicht auch hier Cerhomilit), theils vorherrschend auf ein umgewandeltes Mineral der Homilitreihe, welches oben als Cerhomilit bezeichnet wurde, beziehen. Nur ausnahmsweise dürfte es gelingen, die amorphen Umwandlungsproducte des Melanoceritminerals von einem amorphen Cerhomilit zu unterscheiden; im Dünnschliffe sind beide isotrop und, wenn braun gefärbt, kaum auseinander zu halten. Nur eine äussere Krystallbegrenzung kann hier entscheiden. Die dünne Plattenform ist jedoch gewiss für den aus einem Melanoceritmineral hervorgegangenen Erdmannit charakteristisch, namentlich, wenn die Oberfläche der Platte rhomboëdrisch cannellirt und gestreift ist; grüne Farben sprechen für eine Zugehörigkeit zur Homilitreihe.

Orthit scheint dagegen, soviel mir bekannt, auf unseren Gängen überhaupt nicht vorzukommen und hat, soviel ich beobachten konnte, auch nicht zur Bildung von sogenannten Erdmanniten Veranlassung gegeben.

Betreffs des Erdmannit muss schliesslich bemerkt werden, dass viele mit diesem Namen bezeichnete Stufen nur Zirkon enthielten. Schon Berlin machte darauf aufmerksam, dass ein ihm als »Erdmannit« zugekommenes Mineral von Brevik sich als Zirkon erwies. »Es war leberbraun, zuweilen rothbraun, wenig glänzend, von 4,2 spec. Gew.; hier und da zeigten sich quadrat-oktaëdrische Flächen.« Die Analyse von Berlin gab: SiO_2 33,43, ZrO_2 (verunreinigt durch Eisen und Mangan) 65,97, Glühverlust 0,70 = 100,40. Auch befanden sich unter den aus dem Reichsmuseum als Erdmannit erhaltenen Stufen einige, welche mit der Etikette: »Wiiborg's Erdmannit, aus Björsundlandet bei Brevik« versehen waren, und welche solche dunkle Zirkone (spec. Gew. = 4,32) zeigten; es sind dies eben dieselben Zirkonvorkommen, welche am besten die eigenthümliche, S. 109 beschriebene Umwandlung des Zirkon in eine amorphe Substanz aufwiesen.

56. Eukolit, Scheerer.

1844. Th. Scheerer, Pogg. Ann. **61**, 322.
 1845. — Nyt Mag. f. Naturv. **4**, 347.
 1847. — Pogg. Ann. **72**, 565.
 1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Archiv **22**, 531.
 1849. — Neues Jahrb. f. Min. S. 469, 772, 793.
 1855. L. Saemann, Amer. Journ. of science **19**, 359.
 1857. N. B. Möller, Nyt Mag. f. Naturv. **9**, 488 und Journ. f. pr. Chem. **69**, 348.
 — A. Damour, Phil. mag. **18**, 391 und Compt. rend. **43**, 4497.
 — A. Des Cloizeaux, Ann. d. mines **11**, 270.
 1862. — Man. d. miner. **1**, 460.
 1870. A. E. Nordenskiöld, Öfvers. af Kgl. Sv. Vet. Akad. Förhandl. S. 559 und Taf. VI Fig. 8.
 — C. W. G. Nylander, Acta univers. Lund. **2**, 1—25 (Neues Jahrb. f. Min. S. 488).
 1886. C. Rammelsberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. **38**, 497. S. diese Zeitschr. **13**, 636
 1888. Michel Lévy und Lacroix, Les Minér. d. roches S. 487.

Der Eukolit wurde zuerst von Scheel bei Barkevik entdeckt und von Th. Scheerer als »brauner Wöhlerit« beschrieben, später aber von Demselben als ein neues Mineral erkannt und mit dem Namen Eukolit (von *εὐκολος*, weil das Mineral sich bei dem Mangel an Zirkonerde gewissermassen mit Eisenoxyd begnügt) belegt. Weibye, welcher erwähnt, dass das Mineral schon früher unter dem Namen »Ilyacinth« bekannt gewesen sei, beschrieb die ersten Krystalle, welche ihm Esmark gezeigt hatte, als hexagonale Säulen mit Basis.

N. B. Möller und bald darauf A. Damour erkannten zuerst die Verwandtschaft mit dem Eudialyt. Etwas später beschrieb auch A. Des Cloizeaux Krystalle mit den Formen ∞R , OR und $\frac{1}{4}R$ und machte auf den merkwürdigen Umstand aufmerksam, dass der Eukolit optisch negativ, der Eudialyt dagegen optisch positiv ist.

1870 beschrieb A. E. Nordenskiöld die Krystalle des Eukolit als wahrscheinlich holoëdrisch; die von ihm angeführten Formen sind: ∞R , $\infty P2$, OR , R , $-\frac{1}{2}R$; er führt folgende Messungen an:

$$OR : -\frac{1}{2}R = 50^{\circ} 36'; \quad OR : R = 67^{\circ} 28'; \quad \infty P2 : R = 36^{\circ} 42'.$$

Im Sommer 1883 erwarb ich an Ort und Stelle von dem Fundorte Eika-holmen bei Arö einige ungefähr 1 cm grosse Krystalle von Eukolit mit folgenden Formen:

$$a = \{11\bar{2}0\} \infty P2, \quad c = \{0001\} OR, \quad r = \{10\bar{1}1\} R, \quad o = \{02\bar{2}1\} -2R.$$

Von diesen Formen herrschen $\infty P2$ und OR vor; die beiden Rhomboeder sind nur als kleinere Abstumpfungen an den Ecken vorhanden. Die

Vertheilung der Flächen von R und $-2R$ bewiesen mit vollständiger Sicherheit die rhomboëdrische Hemiedrie (s. Taf. XX Fig. 7).

Genaue Messungen konnte ich an diesen Krystallen nicht erhalten; dagegen liess sich derselbe Krystall, welcher Nordenskiöld als Originalmaterial gedient hatte und zu meiner Verfügung gestellt war, genau messen. Der Krystall zeigt nur drei Flächen von $\infty P2$, ausserdem eine einzige Fläche von R und oben OR ; von diesen Flächen waren eine Fläche von $\infty P2$, welche der Rhomboëderfläche R anliegt, ferner diese Fläche und OR genau messbar, die zweite Prismenfläche auch noch ziemlich gut, die dritte dagegen schlecht. Wenn die beste Messung:

$$\infty P2 : R = 36^\circ 52'$$

zu Grunde gelegt wird, folgt daraus:

$$a : c = 1 : 2,0966;$$

ferner:

	Berechnet:	Gemessen: Eudialyt (n. v. Kokscharow's*)
$OR : R = 67^\circ 29\frac{1}{2}'$	$67^\circ 30\frac{1}{2}'$	$67^\circ 44\frac{3}{4}'$
$\infty P2 : \infty P2 = 60 \quad 0$	$60 \quad 0$	$60 \quad 0$
$OR : \infty P2 = 90 \quad 0$	$89 \quad 58\frac{1}{2}$	$90 \quad 0$

Da die Messungen sehr gut waren, dürfte es wohl möglich sein, dass das Axenverhältniss des Eukolit in der That ein wenig von demjenigen des Eudialyt, welches nach den neuesten Messungen von Kokscharow's*) $a : c = 1 : 2,11159$ wäre, abweiche.

Im Jahre 1888 entdeckte ich an einer Stufe von Rosenbuschit ein hell orangefarbiges Mineral in kleinen körnigen Massen, welche da, wo sie an Flussspath oder Zeolith grenzen, mit guten Krystallflächen versehen waren; die ganz kleinen, höchstens ein paar Millimeter grossen Krystalle sind reich an glänzenden Flächen; da aber in der Regel nur eine Ecke frei ausgebildet ist, war die Orientirung mit grossen Schwierigkeiten verbunden. Ich glaubte, nach den Messungen zu schliessen, zuerst ein neues Mineral vor mir zu haben; die näheren Untersuchungen zeigten aber, dass wahrscheinlich eine Varietät des Eukolit vorliegen müsse, womit dann auch die gütigst von Prof. P. T. Cleve ausgeführte Analyse stimmte. Allerdings sind die Krystalle zum Theil vollkommen monosymmetrisch ausgebildet und die Winkel stimmen nicht gut mit denen des Eukolit; anderseits sind aber die Krystalle zu klein und oft zersprungen, endlich das Material ungenügend, um die krystallographischen Verhältnisse sicher und genau festzustellen, weshalb ich vorläufig von einer genaueren Beschreibung der recht flächenreichen Krystalle absehen will. Die vorherrschenden Formen sind $-\frac{1}{2}R$, $\frac{1}{2}R$, R , $\infty P2$ und ein Skalenoëder $\frac{1}{2}P\frac{1}{2} = \frac{2}{3}R\frac{1}{3}$, diese letztere Form tritt

*) Verhändl. d. kais. russ. min. Gesellsch. z. St. Petersburg, 2. Ser., 1887, 14, 205.

an dem einen Krystalle, an welchem sie ausgebildet ist, sehr vorherrschend auf, aber merkwürdig genug nur mit zwei monosymmetrisch gelegenen Flächen (1.5.4.25) und (1.5.4.25), obwohl die Ecken, wo sie auftreten, ganz vollständig erhalten sind; ausserdem kommen noch mehrere andere nicht näher bestimmte Formen vor. Da auch die Winkelverhältnisse besser mit monosymmetrischer Symmetrie, als mit rhomboëdrischer stimmen, darf ich die Möglichkeit, dass hier eine selbständige, monosymmetrisch krystallisierende Mineralspecies vorliegt, nicht bestimmt ausschliessen, um so mehr, als an demselben Vorkommen auch der gewöhnliche, tiefbraune Eukolit ganz allgemein auftritt; ich lasse also vorläufig diese Frage offen, bis besseres Material eine sichere Entscheidung erlaubt, und führe das Mineral vorläufig als Eukolit auf.

In diesem Jahre (1889) wurden gute Krystalle von braunrothem, Pyrop-ähnlich aussehendem Eukolit (optisch —) auf einem neuen Vorkommen im Walde der Insel Gross-Arö entdeckt; die Handstücke zeigen ihn hier als haselnuss- bis wallnussgrosse Krystalle mit Lepidomelan, Feldspath (ferner ein wenig Eläolith, Albit, Analcim etc.) zusammen in einem innigen Gesteinsgemisch. Die reichlich vorhandenen, theilweise mit guten Flächen ausgebildeten Krystalle zeigen rhomboëdrische Ausbildung, theils die dem Eudialyt ähnliche Combination $OR.R. - 2R.\infty P2$, theils noch häufiger OR und R im Gleichgewichte, wobei Oktaëder-ähnlich aussehende Krystalle resultiren. Ein paar Krystalle gaben für $OR:R = 67^{\circ}37' - 67^{\circ}40'$, Mittel $= 67^{\circ}38\frac{1}{2}'$, ausgezeichnet messbar; dies entspricht $a:c = 1:2,1055$, was dem Axenverhältnisse des Eudialit ganz nahe kommt. Die verschiedenen Eukolitvorkommen dürften demnach etwas schwankende Axenverhältnisse besitzen.

Die Spaltbarkeit des Eukolit scheint am besten nach $\{0004\}OR$ ausgebildet, obwohl auch nach dieser Fläche ziemlich unvollkommen; ganz unvollkommen nach $\infty P2$ und nach ∞R . Häufig kann man an mehreren Vorkommnissen (namentlich Bratholmen im Landgangsfjord, Klein-Arö etc.) aus einer grösseren Eukolitmasse ganz vollkommen begrenzte Spaltstücke nach $\infty P2$ und OR gewinnen. Die nähere Untersuchung zeigt aber, dass diese fast wie wohl begrenzte Krystalle aussehenden Stücke nur wegen einer schaligen Absonderung sich herauspalten lassen; es sind nämlich in der Regel die dünnen Schalen durch eine hauchdünne Kruste von violett-blauem Flussspath getrennt, und versucht man ausserhalb der Stellen, wo diese schalige Absonderung ausgebildet ist, zu spalten, so gelingt dies nicht. Die gewöhnlichen Angaben über die Spaltbarkeit des Eukolit sind demnach nicht ganz correct.

Die optischen Eigenschaften des Eukolit sind schon von Des Cloizeaux untersucht worden; er stellte zum Unterschiede von dem Eudialyt den constant auftretenden optisch negativen Charakter fest, welchen ich an allen

Vorkommnissen bestätigt gefunden habe. Auch die fast wie Eudialyt aussehenden röthlichen Varietäten — solche kamen früher namentlich auf Sigtesö vor — sind nach meinen Untersuchungen immer optisch negativ; die verschiedenen Angaben über das Vorkommen von Eudialyt von »Brevik« sind deshalb unrichtig, da sämtliche norwegische Vorkommnisse, abgesehen davon, ob die Farbe braun oder röthlich ist, sich optisch negativ verhalten, also auf Eukolit bezogen werden müssen. Michel-Lévy und Lacroix bestimmten die Brechungsexponenten des Eukolit zu: $\omega = 1,622$, $\varepsilon = 1,648$, $\omega - \varepsilon = 0,004$; die Doppelbrechung ist also schwach. Ich fand an einem guten Prisma für mittlere Strahlen: $\omega = 1,6205$, $\varepsilon = 1,6178$, $\omega - \varepsilon = 0,0027$, also noch schwächere Doppelbrechung.

Die Farbe des Eukolit ist in den frischen Varietäten gewöhnlich lebhaft rothbraun, kastanienbraun etc.; einige Varietäten sind bräunlichroth bis fast rosaroth. Die zersetzten Varietäten sind bräunlichgrau; an verwitterter Oberfläche wird das Mineral häufig bräunlichgelb. Der braune gewöhnliche Eukolit ist wenig durchsichtig, nur in den frischesten Körnchen durchscheinend, kräftig das Licht absorbirend. Der Pleochroismus ist nun auch an dem tiefbraunen Eukolit recht stark, selbst in Dünnschliffen; in dickeren Schliffen zeigt sich der parallel der Verticalaxe, also parallel der Richtung der grössten Elasticität, schwingende Strahl am schwächsten absorbirt mit gelber Farbe, der senkrecht zur Verticalaxe schwingende Strahl dagegen sehr stark absorbirt mit tief rothbrauner Farbe. Zum Vergleiche wurden dickere Schliffe von dem grönländischen Eudialyt angefertigt; diese zeigten sich ganz schwach pleochroitisch, aber ähnlich orientirt, indem auch hier der parallel der Verticalaxe, also hier parallel der Richtung der kleinsten Elasticität, schwingende Strahl am schwächsten mit sehr hellvioletter bis rosavioletter Farbe, der senkrecht zur Verticalaxe schwingende Strahl etwas stärker mit schwach bräunlichrother Farbe absorbirt wird.

Vorkommen des Eukolit. Der Eukolit ist auf den Gängen des Langesundfjords recht häufig und weit verbreitet und findet sich stellenweise in ziemlich bedeutender Masse. Trotzdem ist seine Verbreitung näher betrachtet recht charakteristisch abgegrenzt. Auf Låven und an der Südspitze der Insel Stokö findet er sich nur als eine Seltenheit; es sind hier andere an ZrO_2 reiche Mineralien, namentlich Kataplekt und Mosandrit, welche vorherrschen. Auf den Melinophan-Homilitgängen kommt der Eukolit kaum je vor; nördlich von der Zone derselben (s. unter Melinophan) aber findet sich der Eukolit auf den Gängen sehr häufig und oft in grosser Masse, so auf den Gängen des nördlichen Theiles von »Gross-Arö« und »Ober-Arö«, auf Eikaholmen und »Klein-Arö« sehr verbreitet. Ebenso ist der Eukolit auf den Gängen der Barkevikscheeren sehr allgemein, auf Bratholmen beim Einlaufe zum Landgangsfjord kam er früher in Masse vor, in mehr als kopf-

grossen Klumpen, ebenso auf Håø, Sigtesø und den Inseln östlich von Brevik, bei Rorå in der Nähe von Eidanger etc. Bei Laurvik und Fredriksvårn erinnere ich mich den Eukolit niemals gesehen zu haben; doch führt Weibye ihn auch als Seltenheit von der letzteren Stelle auf.

Der Eukolit ist gewöhnlich später, als die übrigen ZrO_2 -haltigen Mineralien auskrystallisirt: es dürfte dies wahrscheinlich die Erklärung dafür geben, dass er z. B. gewöhnlich fehlt, wo der Kataplekt in Menge vorhanden ist, wo also die ZrO_2 schon für die Kataplektbildung gebraucht war, ehe sich Eukolit bilden konnte. An dem Cappelenitvorkommen der Insel Klein-Årø ragen die Låvenitnadelchen durch den später gebildeten Eukolit hindurch; ebenso ist am Wöhleritvorkommen Skudesundskjær bei Barkevik der Rosenbuschit und nach ihm der Wöhlerit älter als der Eukolit, was ähnlich auf einem Gange der Insel Håø beobachtet wurde. Aber nicht nur diese Mineralien sind älter als der Eukolit; auf Bratholmen fand ich gute Krystalle von Glimmer (Lepidomelan) und Hornblende (Barkevikit) gegen den Eukolit ausgebildet, ja auf einem Gange der Insel Håø sogar nette Feldspathkrystalle gegen den Eukolit auskrystallisirt. Da anderseits auf dem schönsten aller Eukolitvorkommnisse, einem der Gänge Eikaholmens, der Eukolit in bis wallnussgrossen Krystallen zum Theil gegen Feldspath ausgebildet ist, zeigt dies, dass die Eukolithbildung recht spät anfang und theilweise selbst nach dem Anfange der Feldspathbildung sich fortsetzte.

Krystalle des Eukolit sind sehr selten zu erhalten, theils weil derselbe zu den relativ später auskrystallisirten Gangmineralien gehört, theils auch deshalb, weil die gewöhnlich gegen Feldspath ausgebildeten Krystalle so ungemein spröde und rissig sind, dass man sie niemals ganz und unbeschädigt von der harten Feldspaths substanz befreien kann.

Auffällig ist es, dass ich Eukolit und Zirkon niemals zusammen angetroffen habe; es erinnert dies an das Vorkommen des Eudialyt von Grönland, wo auch Zirkon ganz zu fehlen scheint. In solcher Masse, wie der Eudialyt an dem grönländischen Vorkommen auftritt, kommt der Eukolit selten vor; doch erinnert das Vorkommen von Eikaholmen, wo der Eukolit in Krystallen mit weissem Feldspath, grauem Eläolith, Sodalith (Spreu-stein), schwarzem Biotit, Aegirin etc. sich zusammen findet, etwas an das grönländische Vorkommen, nur dass der Eukolit braun, der Eudialyt roth ist. Die Altersfolge ist hier auf dem grössten Eukolitgange Eikaholmens, abgesehen von den rein accessorischen Mineralien (Molybdänglanz, Zinkblende, Orangit etc.):

- 1) Aegirin und schwarzer Glimmer,
- 2) Kataplekt,
- 3) Astrophyllit in ausgezeichneten Krystallen,
- 4) Eukolit in hübschen Krystallen,
- 5) Sodalith, Eläolith und Feldspath.

6. Leukophan in den ausgezeichneten grossen Durchkreuzungsvierlingen,

7. Zeolithe (Analcim, Natrolith, Thomsonit etc.) und Hydrargillit.

Es verdient bemerkt zu werden, dass auf diesem Gange zwar Katapleit und Eukolit zusammen vorkommen, aber nicht unmittelbar neben einander in denselben Partien der Gangmasse.

Sehr häufig findet man auf den Gängen der Barkeviseheeren Eukolit, Wöhlerit und Flussspath in innigster Verwachsung mit einander gemengt; der Mosandrit gesellt sich dabei selten zum Eukolit, während anderseits Mosandrit, Wöhlerit und Flussspath auf anderen Gängen vielleicht noch regelmässiger mit einander verwachsen vorkommen.

Die Härte des Eukolit ist an frischen Varietäten nur wenig geringer als die des Feldspath, also 6 —.

Das spezifische Gewicht wird verschieden angegeben; Des Cloizaux giebt für den Eudialyt 2,84—2,95 an; wahrscheinlich darauf hin haben Michel-Lévy und Lacroix für den Eudialyt 2,95, für den Eukolit 2,84 angeführt. Dies ist aber nicht richtig, denn der Eukolit ist in der That schwerer; schon Scheerer hatte richtig 3,01 und Damour 3,007 angegeben; für die von ihm analysirte orangegelbe Varietät fand Cleve 3,404. Rammelsberg fand 3,00 (Arö), 3,081 (Sigtesö), 2,908 (Brevik).

Chemische Zusammensetzung des Eukolit.

Der Eukolit wurde zuerst von Scheerer (I), dann von Damour (II) und (III) von Nylander analysirt; neue Analysen lieferte später (1886) Rammelsberg theils von dem Eukolit von »Brevik« (IV), theils von Sigtesö (V), theils von demjenigen von Arö (VI); da die oben erwähnte orangegelbe Varietät mir durch ihre abweichenden Eigenschaften eine besondere Analyse zu verdienen schien, war endlich Professor P. T. Cleve so freundlich, für diese Arbeit eine vollständige Analyse dieses Vorkommens (Skudesskjär bei Barkevik) an vorher sorgfältig gereinigtem Materiale auszuführen (VII). Es wurde durch diese Analyse namentlich auch bestätigt, dass jedenfalls in dieser Varietät wirklich Niobsäure*) (früher angegeben: Tantalsäure) vorhanden ist, was von Rammelsberg verneint worden war. Die unten angeführten Analysen IV, V und VI Rammelsberg's sind Mittel von resp. 2, 2 und 3 Analysen.

*. Die Niobsäure gab starke und deutliche Reaction mit Zink (Cleve).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
<i>SiO</i> ₂	47,85	45,70	50,47	48,90	46,83	46,54	45,15
<i>ZrO</i> ₂	44,05	44,22	44,26	45,63	44,88	45,84	42,54
<i>Nb</i> ₂ <i>O</i> ₅		—					3,52
<i>Ta</i> ₂ <i>O</i> ₅		2,35					—
<i>Ce</i> ₂ <i>O</i> ₃	2,98	2,49	4,30	3,77	4,02	5,19	4,80
<i>La</i> ₂ <i>O</i> ₃	—	1,44	—	—	—	—	—
<i>Y</i> ₂ <i>O</i> ₃	—	—	—	—	—	—	0,32
<i>FeO</i>	8,24	6,83	5,42	6,94	6,87	6,67	3,90
<i>MnO</i>	1,94	2,35	3,67	0,72	2,68	2,36	3,60
<i>CaO</i>	12,06	9,66	9,58	10,60	11,23	10,64	12,14
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	12,34	11,59	10,46	8,80	11,24	10,49	11,17
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	—	—	—	1,24	0,42	0,43	0,14
<i>H</i> ₂ <i>O</i> (Glv.)	0,94	1,83	1,57	2,57	0,82	1,77	2,44
<i>Cl</i>	—	1,44	1,68	1,57	1,70	1,44	0,55
	100,37	99,24	104,44	100,74	100,69	104,34	99,85
		— 0,24	— 0,37	— 0,35	— 0,38	— 0,32	— 0,42
		99,00	104,04	100,36	100,34	100,99	99,73

Rammelsberg hat seine Analysen versuchsweise theils als Metaverbindungen von *SiO*₂ und *ZrO*₂ (mit *ZrO*₂ als Säure), theils als Orthosilicate, wobei *ZrO*₂ als Base genommen ist, berechnet. Bei beiden Berechnungen hat er aber das Chlor mit Natrium verbunden als Chlornatrium aufgefasst, was kaum richtig sein kann. Ich habe deshalb versucht, die Analysen des Eukolit unter etwas abweichenden Voraussetzungen zu berechnen. Erstens dünkt mir wahrscheinlich, dass die kleine, aber constant vorhandene Menge Chlor mit Zirkonyl zu einer zweiwerthigen Gruppe *ZrCl*₂ verbunden ist, welche wohl als Säureradical fungiren dürfte, z. B.

$$\frac{Na\ O}{Na\ O} > Zr = \frac{Cl}{Cl}$$

Was die Sesquioxyde betrifft, so dürfte es vielleicht möglich sein, dass dieselben an Hydroxyl gebunden ebenfalls als zweiwerthige basische Gruppen, z. B. $\overline{Ce(OH)}$ auftreten. Unter diesen Voraussetzungen hat man:

	IV.	V.	VI.	VII.
<i>SiO</i> ₂	0,8450	0,7805	0,7760	0,7503
<i>Nb</i> ₂ <i>O</i> ₅	—	—	—	0,0432
<i>ZrOCl</i> ₂	0,0424	0,0430	0,0406	0,0075
<i>ZrO</i> ₂	0,4420	0,4086	0,4184	0,0947
	0,8274	0,7935	0,7866	0,7710

	IV.	V.	VI.	VII.
$\text{Ce}(\text{OH}, \text{O})$	0,0226	0,0244	0,0314	0,0290
$\text{Y}(\text{OH}, \text{O})$	—	—	—	0,0028
FeO	0,0964	0,0955	0,0928	0,0542
MnO	0,0404	0,0378	0,0333	0,0508
CaO	0,4896	0,2009	0,4898	0,2466
Na_2O	0,4397	0,4843	0,4744	0,4802
K_2O	0,0134	0,0045	0,0046	0,0012
H_2O	0,4345	0,0333	0,0826	0,4043

Die vier Analysen geben also, in dieser Weise aufgefasset, folgende Verhältnisse:

	SiO_2	ZrO_2	$\text{R}^{\text{II}}\text{O}$	R_2O
IV.	7 : 0,95	2,69	2,44	
	$\times 2$			
	1,90			
		7,00		
VI.	7 : 4,07	3,09	2,29	
	$\times 2$			
	2,44			
		7,52		
	SiO_2	ZrO_2	$\text{R}^{\text{II}}\text{O}$	R_2O
V.	7 : 0,96	3,46	4,93	
	$\times 2$			
	1,92			
		7,04		
VII.	7 : 0,86	3,24	2,69	
	$\times 2$			
	1,72			
		7,62		

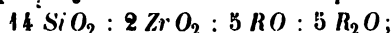
Die beiden Analysen IV und V Rammelsberg's stimmen auf diese Weise berechnet, wie man sieht, ganz genau mit der Annahme, dass der Eukolit ein normales Metasilicat sei; etwas weniger gut stimmen die beiden Analysen VI und VII. Es ist jedoch hier zu bemerken, dass für die Analyse VII nur wenig Substanz aufgeopfert werden konnte, sodass das Material kaum genügend war*); was die Analyse VI betrifft, so ist zu bemerken, dass Rammelsberg ausdrücklich von dem Material der oben unter IV angeführten Analyse angibt, dass dies offenbar frischer, als das von V und VI gewesen sei. Sowohl in VI als VII ist der SiO_2 -Gehalt ungewöhnlich niedrig ausgefallen, in VII auch der Chlorgehalt sehr niedrig; man sieht leicht ein, dass ein geringer Unterschied im letzteren das Verhältniss ändern würde. Uebrigens ist der Unterschied nicht grösser, als dass der Wassergehalt, welcher, wenn das Mineral zersetzt wird, sofort zunimmt, nur ungefähr 4 % zu hoch ist, um einem Metasilicate zu entsprechen.

Ich möchte es also nach dem Obenstehenden als möglich ansehen, dass der Eukolit (wie dann natürlich auch der Eudialyt) als ein Metasilicat (wesentlich von Eisen, Mangan, Calcium und Natrium mit Zirkonium), von welchem kleine Mengen durch ein entsprechendes Meta-

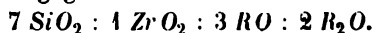
*) Für die ganze Analyse konnten nur 0,8667 g angewandt werden.

niobat und eine Chlorzirkonylverbindung ersetzt sind, aufzufassen ist. Ich finde dies um so mehr wahrscheinlich, weil die Mineralien der Eukolit-Eudialytreihe, in dieser Weise aufgefasst, nicht isolirt stehen, sondern sich der grossen Reihe anderer rhomboëdrischer Metasilicate (den Mineralien der Melanoceritreihe, dem Katapleit*) etc.) gewissermassen anschliessen.

Wie aus den Analysen hervorgeht, ist das Verhältniss zwischen den Oxyden $\overset{II}{R}O$ und $\overset{I}{R}_2O$ nicht constant, sondern dieselben scheinen sich in beliebigen Proportionen zu ersetzen. Noch weniger sind zwischen den einzelnen Basen z. B. CaO , MnO , FeO bestimmte Verhältnisse vorhanden. Die Analyse IV entspricht jedoch nahezu den Proportionen



die übrigen Analysen dagegen näher:



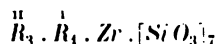
Diese letztere Formel fordert, unter den Annahmen, dass von den $7 SiO_2$ $\frac{1}{6}$ durch $ZrOCl_2$ ersetzt sei, dass ferner $3 \overset{II}{R}O = \frac{1}{4} CaO$, $\frac{3}{4} MnO$, $\frac{1}{4} FeO$ und $\frac{1}{4} Ce(OH)O$ seien, endlich dass $2 \overset{I}{R}_2O = \frac{3}{2} Na_2O$ und $\frac{1}{2} H_2O$, folgende berechnete Zahlen:

	Berechnet:	Mittel v. V u. VI:
SiO_2	46,77	46,68
ZrO_2	15,64	15,34
Ce_2O_3	4,83	4,64
FeO	6,29	6,77
MnO	2,06	2,52
CaO	11,38	10,92
Na_2O	10,84	11,43
H_2O	1,54	1,28
Cl	0,83	1,57
	100,48	100,82
	— 0,48	— 0,35
	100,00	100,47

Die Uebereinstimmung ist, wie man sieht, recht befriedigend; nur der Chlorgehalt ist nach der gewählten Proportion zu niedrig, was aber im Ganzen nicht viel ausmacht: in Cleve's Analyse Nr. VII ist derselbe übrigens noch niedriger.

Die meisten Vorkommnisse des norwegischen Eukolit dürften deshalb durch die Zusammensetzung:

*) Das Axenverhältniss des Eukolit ist sehr genau gleich $\frac{1}{2}$ des Axenverhältnisses des Katapleit. Das Rhomboëder R des Eukolit entspricht ungefähr dem Rhomboëder $2R$ des Melanocerit: $R : OR (E.) = ca. 67^\circ 40'$, $2R : OR (M.) = 70^\circ 58'$; der Unterschied ist bei anderen unter sich verwandten Mineralien oft grösser, z. B. beim Dioptas $R : OR = 84^\circ 42'$, beim Phenakit $37^\circ 22'$.



charakterisirt sein, in welcher $\overset{II}{R} = Ca, Fe, Mn$ und zum geringen Theile eine zweiwerthige Gruppe $\overset{III}{Ce}(OH)$, $\overset{I}{R} = Na, K, H$, endlich SiO_2 zu einem ganz geringen Theile durch die Gruppe $ZrOCl_2$ ersetzt ist.

Der grönländische Eudialyt unterscheidet sich nur unbedeutend, wesentlich durch einen etwas grösseren Gehalt an SiO_2 und einen etwas niedrigeren an MnO und Ceritoxiden. So gering auch der Unterschied ist, hat er dennoch in optischer Beziehung eine bestimmte morphotropische Wirkung zur Folge, indem offenbar der optisch positive Charakter des Eudialyt, der constant optisch negative Charakter des Eukolit von den geringen Unterschieden in der chemischen Zusammensetzung abhängig sind. Dafür, dass die beiden Mineralien eine continuirliche morphotropische Reihe bilden, hat Herr W. Ramsay an dem von ihm entdeckten Vorkommen Lujaur Urt in Kola (Lappland) den Beweis gefunden, indem hier sowohl optisch negative, als optisch positive und dazwischenliegende für bestimmte Farben isotrope Glieder vorkommen (Privatmittheilung von Herrn Ramsay).

Der Eukolit gelatinirt mit Salzsäure; vor dem Löthrohre schmilzt er leicht zu einem grünlichen Glase.

Zersetzung des Eukolit. An mehreren Vorkommnissen (z. B. auf Klein-Arö) findet man bisweilen, dass der Eukolit in grösserer Ausdehnung stark zersetzt ist; er ist dabei in eine graue oder bräunlichgraue, bisweilen ganz erdartige, bisweilen noch recht feste Masse umgewandelt. Diese Umwandlung scheint wenigstens zum Theil von mehr primärer Natur zu sein, denn untersucht man unter dem Mikroskope in Dünnschliffen diese zersetzte Substanz, so findet man, dass dieselbe aus einem filzigen Netzwerke von neugebildeten Mineralien besteht, unter welchen Flussspath häufig in reichlicher Masse auftritt; ausserdem findet man einen eigenthümlich orangegefärbten oder braunen Glimmer, grünlichen Chlorit, ein Mineral der Aegirgruppe in kurzen Stäben und ausserdem eine Unzahl von doppeltbrechenden Fasern, Nadeln und Körnchen, welche nicht näher bestimmt werden konnten. Winzige, sehr stark doppeltbrechende kugelförmige Sphärolithe scheinen einem unbekannten, wahrscheinlich zirkonreichen Minerale anzugehören. Die zersetzten Partien finden sich gewöhnlich an der Grenze gegen anstossende Mineralien, mit scharfer Grenze von dem frischen Eukolit getrennt; die mikroskopischen Verhältnisse, namentlich der Flussspathreichtum des Zersetzungsproductes, sind nach meiner Erfahrung ein Kriterium der primären Natur dieser Umwandlung; eine Durchdringung mit einer mehligen, kaolinähnlichen Substanz, welche bisweilen vorkommt, widerspricht dieser Auffassung nicht.

57. Perowskit, G. Rose.

Schon im Jahre 1877 fand ich auf der Insel Låven in Leukophan eingewachsen einen kleinen Krystall von Perowskit, welcher aber beim Einpacken verloren ging, weshalb die Bestimmung mir etwas unsicher schien. Später hat aber Herr Professor Freiherr A. E. Nordenskiöld für das Reichsmuseum in Stockholm ein paar kleine sicher bestimmte Krystalle von diesem Mineral, wahrscheinlich auch von Låven, erworben und dessen Vorkommen dadurch ausser Zweifel gestellt.

Die Krystalle des Reichsmuseums (s. Taf. XX Fig. 2), welche mir freundlichst zur Verfügung gestellt wurden, sind ungefähr 3 mm grosse Würfel ohne andere Formen, von tief brauner Farbe, mit ausgezeichneter Spaltbarkeit, starkem Metallglanze an den Spaltflächen etc. Eine qualitative Analyse von Herrn G. Lindström zeigte die erwartete Zusammensetzung aus titansaurem Kalk.

Die Krystalle kommen mit Leukophan, Aegirin, Kataplekt etc. zusammen vor; sie scheinen später als der Kataplekt, früher als der Leukophan auskrystallisiert. Weitere Untersuchungen erlaubte das spärliche Material nicht.

58. Pyrochlor, Wöhler.

1826. F. Wöhler, Pogg. Ann. **7**, 447 ff.
 1839. — Ebenda **48**, 89.
 1843. Th. Scheerer, Neues Jahrb. f. Min. S. 642 und Nyt Mag. f. Nat. 1843.
 — A. H. Hayes, Amer. Journ. of science etc. **46**, 458.
 1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Archiv **22**, 535 u. 543.
 1864. J. Chydenius, Kemisk undersökning af Thorjord och Thorsalter, Helsingfors
 1864. Inaug.-Diss., und Pogg. Ann. **119**, 48 (Auszug von C. Rammelsberg).
 1874. C. F. Rammelsberg, Monatsber. der Berl. Akad. April und Novbr. 1874 und
 Min.-Chem. S. 374 ff.

Der Pyrochlor wurde zuerst von Tank bei Fredriksvärn entdeckt; etwas später entdeckten F. Wöhler, J. Berzelius und A. Brongniart dasselbe Mineral in einem grobkörnigen Gange von »Zirkonsyenit« mit grünem Eläolith, schwarzer Hornblende, Zirkon und grünem Apatit zusammen bei Laurvik. Der Name Pyrochlor wurde nach dem Vorschlage von Berzelius durch Wöhler eingeführt, um, zum Unterschiede von dem auch bei Fredriksvärn entdeckten Polymignyt, die Eigenschaft, durch Glühen vor dem Löthrohre die dunkle Farbe zu verlieren und grünlichgelb zu werden, hervorzuheben. 1826 gab Wöhler eine vollständige Beschreibung des Minerals, sowie eine Analyse der Varietät von Fredriksvärn, später (1839) auch von den kleinen schwarzen Krystallen von Lövvö gegenüber Brevik. 1843 analysirte A. H. Hayes zum Vergleiche mit dem eben entdeckten Pyrochlor von Chesterfield, Massaschusetts, auch den Pyrochlor von Fredriksvärn, ferner gab 1864 gelegentlich seiner Untersuchung der Thorverbindungen Chydenius eine Analyse des Pyrochlors von Brevik. Beide Vorkommen wurden endlich 1874 auch von Rammelsberg analysirt. Ausser in Norwegen war unterdessen das Mineral auch bei Miask im Ilmengebirge, bei Chesterfield, Massaschusetts etc. in Amerika, im Kalk von Schelingen im Kaiserstuhl etc. entdeckt und diese Vorkommnisse von zahlreichen Forschern (namentlich F. Wöhler, G. Rose, Hermann, Hayes, Dana, F. Seneca, A. Knop etc.) genau untersucht. Ueber die Fundorte norwegischen Pyrochlors haben namentlich Wöhler, Scheerer und Weibye Mittheilungen gegeben.

Die untenstehenden Bemerkungen über den Pyrochlor enthalten wenig Neues und sind deshalb in aller Kürze abgefasst.

Krystallsystem regulär. In dem reichen Materiale von Pyrochlor von Fredriksvärn, welches mir in der Sammlung des mineralogischen Instituts der Universität zu Stockholm vorliegt (wesentlich aus der alten Schmidt-

schen Sammlung stammend) habe ich nur das Oktaëder beobachten können. A. H. Hayes erwähnt ausserdem an Krystallen von Fredriksvärn ∞O als Abstumpfung, und ich selbst erinnere mich, an einem Krystalle von Laurvik noch eine dritte Form ($202?$) beobachtet zu haben*). Die Krystallflächen des Pyrochlords von Fredriksvärn sind oft gut ausgebildet, bisweilen mit starkem fast metallischem Glanze, gewöhnlich aber matt; die Krystalle sind häufig ringsum entwickelt. 1887 erhielt ich aus der Gegend von Barkevik am Langesundfjord eine Stufe mit einem bis 2 cm grossen Krystall von Pyrochlor, welcher die Flächen von O zeigte, aber in ungewöhnlicher Ausbildung, indem der Krystall nach einer Oktaëderkante verlängert war. An derselben Stufe kamen auch kleinere Krystalle vor, an welchen ausser O noch ∞O und $\infty O \infty$ beobachtet wurden.

Dana führt in seiner Mineralogie eine, namentlich bei kleinen Krystallen deutliche Spaltbarkeit nach O an. Ich selbst habe eine solche makroskopisch nie an norwegischen Krystallen beobachten können, indem dieselben durchgehends muscheligen Bruch zeigen und recht spröde sind. Dagegen sieht man im Dünnschliffe stellenweise zahlreiche ganz scharfe Spaltungsrisse nach O .

Die Farbe ist, wie bekannt, tief braun, oft fast schwarz, Strich und Pulver hellbraun. Glanz Glasglanz bis Fettglanz (an Bruchflächen). Im Dünnschliffe zeigt der Pyrochlor von Fredriksvärn sich theils hell gelblich, ungefähr weingelb, theils röthlichbraun gefärbt, durchsichtig. Die erstere Farbe scheint dem ursprünglichen, unveränderten Mineral zugehörig; die braune Farbe dagegen, welche theils vorzugsweise an beiden Seiten von Sprüngen und Spalten, theils auch in grösseren Feldern vorkommt, scheint einer durch Umwandlung (Wasseraufnahme?) gebildeten, wahrscheinlich amorphen Masse anzugehören. Die hellgelben Partien sind bei weitem durchsichtiger, bisweilen ganz schwach doppeltbrechend, wie so viele reguläre Substanzen, während die dunkelgefärbten Partien immer vollständig isotrop (amorph?) erscheinen. Ausserdem sind auf Spalten und Sprüngen braune, flockige Zersetzungsproducte abgesetzt.

Die Härte ist 5—5,5. Specifisches Gewicht schon von G. Rose (1826) bestimmt zu 4,206—4,216 an Pyrochlor von Fredriksvärn; von Hayes zu 4,224—4,293 (an demselben), von Rammelsberg zu 4,228 (ebenso); an dem Pyrochlor von Brevik fand Chydenius 4,180, Rammelsberg 4,22**).

Was das Verhalten vor dem Löthrohre und die chemische Zusammen-

*) An dem russischen Pyrochlor, dessen Krystalle nach v. Kokscharow's Beschreibung bisweilen 2 cm Grösse erreichen, kommen ausser $\{111\}O$ und $\{110\}\infty O$ auch $\{112\}202$, $\{113\}303$, $\{004\}\infty O \infty$ vor (1852 Amer. Journ. 14, 274; Verh. d. russ. min. Gesellsch. in St. Petersburg. 1854, S. 496 ff., Material. z. Min. Russl. 1, 245 ff., etc.).

**) Wöhler's Angabe 3,802 muss entschieden zu niedrig sein.

setzung betrifft, so kann ich nur auf frühere Arbeiten hinweisen^{*)}. Die nicht wenigen vorliegenden Analysen stimmen unter sich nur schlecht überein; es muss aber dabei natürlich berücksichtigt werden, dass dieselben erstens grosse Schwierigkeiten darbieten, zweitens zum grossen Theil zu einer Zeit ausgeführt wurden, als die Trennung der in dem Mineral enthaltenen seltenen Erden und Säuren noch nicht in befriedigender Weise möglich war. Die Analysen geben deshalb auch nur eine ungenügende Vorstellung über die thatsächliche Zusammensetzung und lassen sich nicht auf einfache Formeln berechnen. Es scheint mir einerseits nicht absolut unmöglich, dass die verschiedenen Varietäten von Pyrochlor mit dem Mikrolith und dem Perowskit Glieder einer isomorphen Reihe bilden. Die Endglieder Perowskit und Koppit enthalten resp. reines Titanat und fast reines Niobat, die dazwischenliegenden Glieder (Pyrochlore) Mischungen von Niobaten und Titanaten etc. Welche Rolle dabei das in den Pyrochloren auftretende Fluor spielt, ist ebenfalls noch unerklärt; es ist jedenfalls bemerkenswerth, dass die Endglieder fluorfrei sind. Genaue Auskunft über die Zusammensetzung des Pyrochlores zu erhalten wird jedenfalls sehr schwierig sein, da man kaum wissen kann, wie weit durchgreifende Aenderungen der sicher stattgefundenen theilweisen Umwandlung in amorphe Substanz zuzuschreiben wären. Wir würden in diesem Falle eine analoge Umwandlung bei dem Ännerödit haben, dessen Zusammensetzung jetzt einem Pyroniobat $\text{R}_2\text{Nb}_2\text{O}_7$ entspricht, welches ursprünglich aber ein Metaniobat $\text{R}\text{Nb}_2\text{O}_6$ gewesen sein muss. Wenn vollkommen reine unzersetzte Substanz beschafft werden könnte (wozu aber bis jetzt die Methoden fehlen), würde der Pyrochlor vielleicht eine ebenso einfache Formel, wie der Perowskit, erhalten^{**}).

Vielleicht ist aber die stattgefundene Umwandlung weniger durchgreifend gewesen, und das Mineral entspricht, wie bisher gewöhnlich angenommen, hauptsächlich einem Pyroniobat; für diese Auffassung würde die Erhaltung der Krystallform, sowie der in einigen Analysen relativ niedrige Wassergehalt sprechen.

Die wichtigsten bis jetzt ausgeführten Analysen des norwegischen Pyrochlores sind in der Tabelle S. 542 nur der Vollständigkeit wegen angeführt.

Vorkommen. Der Pyrochlor kommt sowohl auf den Gängen bei Fredriksvärn, als bei Laurvik und auf den Inseln des Langesundfjord vor. Seine Begleiter sind zum Theil recht constant dieselben. So erwähnt schon Wöhler die Paragenesis des Vorkommens von Laurvik (s. oben), ebenso

^{*)} Siehe namentlich Rammelsberg's Zusammenfassung l. c.; ferner A. Knop, diese Zeitschr. 1, 284 ff. und P. Groth, Tab. Uebersicht etc. 2. Ausg., S. 68.

^{**}) Obwohl ich es unter diesen Umständen vorläufig als ziemlich unnütz betrachte, den Pyrochlor weiter zu analysiren, habe ich doch ein Material von ungefähr 20 g anscheinend ganz reinen, frischen Pyrochlores von Fredriksvärn zusammengebracht, das ich einem Interessenten gern anbiete.

	I. Brevik Wöhler	Ia. do.	II. do. Chyden.	III. do. Rmmlsbg.	IV. Frdsv. Wöhl.	V. do. A.H.Hayes	VI. do.	VII. do. Risbg.	VIIa. do.
Nb_2O_5	67,02	67,77	64,07	58,27	62,75	53,10	59,00	47,48	60,65
TiO_2									
ThO_2	—	—	4,46	4,96	—	—	—	—	—
UO_2	4,60	5,74	2,82**)	5,38**)	5,18	—	—	—	—
SnO_2	—	—	—	—	0,64	4,20***)	—	—	—
FeO	4,33	—	—	—	4,69	2,35†)	0,70‡)	10,03	9,79
MnO	4,69	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	9,88	10,48	16,02	10,93	13,85	19,45	16,73	15,94	16,62
$CeO(Ce_2O_3)$	5,16*	—	5,00	5,50	6,80	—	—	7,80	6,60
MgO	—	—	—	—	—	—	—	0,40	—
Na_2O	—	—	4,60	5,34	—	5,63	—	4,20	—
H_2O	7,06	7,42	4,17	4,53	4,20	—	—	4,39	—
Fl	—	—	—	3,75	—	—	—	2,90	—
	404,46							402,60	

beschreibt Scheerer das alte, längst ausgebeutete Vorkommen in der Nähe des alten Militärkrankenhauses von Fredriksvärn. In beiden Fällen war der Pyrochlor, wie meine Handstücke zeigen, von Eläolith und Zirkon neben schwarzer Hornblende (s. unter Hornblende) und rötlichem Natronorthoklas sowie Magneteisen als den Hauptmineralien der Gänge begleitet. Eben dieselbe Mineralassociation zeigte auch ein neues, von Reusch und mir 1874 entdecktes Vorkommen hinter der Kirche in Laurvik, ferner die ebenfalls von uns entdeckten Vorkommnisse in der Nähe von Madhullet bei Fredriksvärn und am Ufer zwischen Fredriksvärn und Helgeråen, ferner auf Lövvö gegenüber Brevik, und auch wohl das alte Vorkommen auf Lövvö, das schon Wöhler analysirte, ferner ein Vorkommen von der Südspitze der Insel Stokö, ein anderes von Klein-Arö, ferner von Vrang Sund auf der Insel Håö, von Barkevik, von Svenör bei Fredriksvärn etc. In allen diesen Fällen waren die vorherrschenden Begleiter rötlicher bis brauner Natronorthoklas, schwarze Hornblende und Magneteisen, ferner Eläolith, rother oder grüner, bisweilen in Spreustein umgewandelter Sodalith, ferner Zirkon, dieser fast immer mehr oder weniger prismatisch ausgebildet mit P_{∞} , P , $2P$, $3P$, $3P_3$ (auch ohne $3P_3$); als seltenere Begleiter können Molybdänglanz, Eukolit-Titanit (Fredriksvärn, Stokö), Apatit, Polymignyt (Fredriksvärn) erwähnt werden. An allen diesen Vorkommnissen ist der Pyrochlor ein früh auskrystallisirtes Mineral, das häufig in ringsum ausgebildeten Oktaëdern in den übrigen Mineralien eingewachsen und früher als selbst der

*) Mit ThO_2 .**) Mit FeO .***) Mit UO_2 , MnO , PbO .†) Fe_2O_3 .

Zirkon und das Magneteisen auskrystallisirt ist. Die Grösse der oft recht reichlich an diesen Vorkommnissen auftretenden Krystalle ist bisweilen recht bedeutend, bis 1,5 cm, gewöhnlich jedoch nur ca. 3 bis 5 mm; an einem Vorkommen auf Lövö war mit den hier kleinen Pyrochloroktaëdern auch das Magneteisen zum Theil in regelmässigen Oktaëdern krystallisirt, welche leicht durch den Magnetstab getrennt werden konnten.

Ausser den oben erwähnten Vorkommnissen, an welchen Pyrochlor unter den erwähnten paragenetischen Verhältnissen als ein für die betreffenden Gänge charakteristisches Mineral zu betrachten ist, fand sich das Mineral in vereinzelt kleinen Krystallen noch an einer grösseren Anzahl von Vorkommnissen mit abweichender Paragenesis accessorisch nicht selten, so auf Oxö, Sigtesö (mit Helvin), Låven etc., etc. Im Ganzen ist der Pyrochlor namentlich ausserhalb der charakteristischen Mineralassociation, welche oben beschrieben wurde und welche mit den Vorkommnissen des Eukolit-Titanit verwandt ist, ein nur in geringer Menge auftretendes, relativ seltenes Mineral, das namentlich in neuerer Zeit nur wenig gesammelt wurde; doch ist neuerdings wieder ein gutes Vorkommen bei Fredriksvärn entdeckt worden. Ausser auf den Gängen kommt der Pyrochlor auch bisweilen in dem massigen Gesteine selbst vor, doch nur in den gestreiften Grenzvarietäten, hier jedoch zum Beispiel in einem Gesteine von der Grenze bei Lillegården recht reichlich.

59. Titanit, Klaproth.

1853. Th. Scheerer, Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 7, 389 (Eukolit-Titanit).

Titanit ist keineswegs ein häufiges Mineral im Gebiete der Augit-Nephelinsyenite. Weibye, welcher doch die Mineralien unserer Gegend sehr gut kannte, erwähnt ausdrücklich, dass ihm kein Vorkommen desselben bekannt sei. Die einzige Notiz über Titanit aus dieser Gegend, welche ich auffinden konnte, sind die Bemerkungen Scheerer's über den sogenannten Eukolit-Titanit, welcher unten näher besprochen werden soll.

Nach meinen Beobachtungen führen auch die massigen Augitsyenite nur ganz ausnahmsweise ursprünglichen Titanit; etwas häufiger, ja sogar charakteristisch ist ein hellgelber Titanit dagegen für die Eläolith-reichen, gestreiften, feinkörnigen Grenzvarietäten der Nephelinsyenite. Wie an anderer Stelle erwähnt wurde, ist das Fehlen oder Vorhandensein des Titanit eben ein charakteristischer Unterschied zwischen den quarzreichen Granititen, Hornblendegraniten, Hornblende- und Glimmersyeniten, welche namentlich in der Gegend von Christiania vorherrschen, und den Augitsyeniten. Auch auf den Gängen der Augitsyenite ist deshalb Titanit ein nur ganz ausnahmsweise auftretendes Mineral; auf den zahlreichen Gängen bei Fredriksvärn, Laurvik und am Langesundfjord kenne ich namentlich folgende Vorkommnisse.

Eukolit-Titanit.

Im Jahre 1853 erwähnt Scheerer einen Titanit, welcher ihm als Eukolit zugesandt war, unter dem Namen Eukolit-Titanit; Farbe, Glanz etc. stimmte mit dem Eukolit, Härte, Krystallform und wahrscheinlich die chemische Zusammensetzung dagegen mit dem Titanit. Eine Analyse wurde jedoch nicht ausgeführt, und die Stellung des Minerals schien deshalb, wie Kennigott (Uebersicht etc. 1853, S. 107) bemerkte, recht unsicher.

Von einer Titanitvarietät, welche mit dem Eukolit-Titanit Scheerer's wahrscheinlich identisch sein dürfte, habe ich sowohl aus dem schwedischen Reichsmuseum, als aus dem Mineralien cabinet der Universität Christiania Material zur Untersuchung erhalten und selbst auch ausgezeichnete Stufen für das mineralogische Institut der Universität zu Stockholm erworben.

Die Krystalle aus dem Reichsmuseum zeigten folgende Eigenschaften: Farbe ungefähr wie Eukolit, also tiefbraun bis gelblichbraun, mit starkem Glanze auf den Krystallflächen, welche ausserdem oft mit einem bläulichen Schimmer versehen sind. Die Grösse der Krystalle selten mehr als 1—2 cm

in der Länge, gewöhnlich kleiner; sie sind von prismatischem Typus, verlängert nach derjenigen Richtung, welche nach J. Dana's und A. Des Cloizeaux's Aufstellung des Titanit, welche unten angenommen wird, die Verticalaxe ist. Die auftretenden Formen sind nach dieser Stellung (s. Taf. XXI Fig. 1, 6, 7, 10)

$m =$	(Naumann's etc. $r = P\infty$)	$\{110\}\infty P$
$n =$	(- - - $\frac{2}{3}P2$)	$\{224\} - 2P$
$t =$	(- - - $-2P2$)	$\{\bar{2}24\} 2P$
$l =$	(- - - ∞P)	$\{\bar{1}11\} P$
$a =$	(- - - $P=0P$)	$\{100\}\infty P\infty$
$v =$	(- - - $-P\infty$)	$\{001\} 0P$
$y =$	(- - - $P\infty$)	$\{\bar{2}01\} 2P\infty$

Von diesen Flächen herrschen ∞P und darnach $-2P$ vor. Die Messungen gaben an einigen kleinen Krystallen:

		Des Cloizeaux:
$m : m =$	$(110) : (1\bar{1}0) = 66^{\circ} 2' - 66^{\circ} 5\frac{1}{2}'$	$66^{\circ} 29'$
$n : n =$	$(224) : (2\bar{2}4) = 43 53\frac{1}{2}$	$43 48$
$t : t =$	$(\bar{2}24) : (2\bar{2}4) = 68 29$	$69 9$
$l : l' =$	$(\bar{1}11) : (1\bar{1}1) = 45 54$	$46 42$

Da die Messungen $m : m'$ an zwei Krystallen ganz vollkommen waren, scheint eine kleine Abweichung im Axenverhältnisse von dem gewöhnlichen Titanit nach Des Cloizeaux vorhanden zu sein.

In optischer Beziehung verhält sich das Mineral ungefähr wie gewöhnlicher Titanit. Doppelbrechung stark. Die Ebene der optischen Axen parallel der Symmetrieebene; die spitze positive Bisectrix macht mit der Verticalaxe einen Winkel von ca. 57° , austretend im stumpfen Winkel β , während dieselbe nach Des Cloizeaux's Angabe am gewöhnlichen Titanit genau senkrecht (*sensiblement normale à*) auf $-P\infty$ sein soll, also mit der Verticalaxe einen Winkel von nur $50^{\circ} 43'$ bilden sollte*). Die Dispersionsverhältnisse sind die gewöhnlichen des Titanits $\rho > v$, mit sehr starker Dispersion der optischen Axen, welche sich durch die breiten gefärbten Säume der Hyperbeln kund giebt. Der Pleochroismus ist nicht stark, aber doch deutlich hervortretend. In Dünnschliffen parallel der Symmetrieebene und senkrecht zur spitzen Bisectrix zeigt sich b ungefähr $= a$ und zwar beide schwach bräunlichgelb $> c$, hell weingelb. In anderen Schnitten

*) In seiner Mittheilung über den Titanit (Neues Jahrb. f. Min. 1887, Beil.-B. 5) hat Karl Busz die Axenwinkel und die Brechungsexponenten des Titanit ausführlich untersucht; über die Orientirung der optischen Mittellinie findet sich jedoch nur an einer Stelle die sehr unvollständige Angabe, dass sie nahezu senkrecht zu x sei, also dieselbe Angabe wie Des Cloizeaux's. Sollte dennoch die Orientirung gegen die Verticalaxe demnach bei seinen Messungen der Axenwinkel genügend berücksichtigt sein?

tritt der Pleochroismus stärker hervor; in einem Dünnschliffe parallel dem Orthopinakoid ist der parallel der Verticalaxe schwingende Strahl am stärksten absorbirt (bräunlichgelb), der parallel der Orthoaxe weniger stark (hell weingelb); in einem Dünnschliffe senkrecht zur Verticalaxe ist wieder der parallel der Orthoaxe schwingende Strahl weniger stark absorbirt, als der senkrecht darauf schwingende. Dagegen zeigt ein Dünnschliff ungefähr nach einer Fläche der positiven Seite der Orthodomenzone, welche mit der Verticalaxe einen Winkel von ca. 33° bildet, umgekehrt, dass der parallel der Orthoaxe schwingende Strahl stärker absorbirt wird, als der in dieser Schnittebene senkrecht darauf schwingende. Es ist also selbst in senkrecht zur Symmetrieebene geschnittenen Platten des Eukolit-Titanit nicht immer der in der Symmetrieebene schwingende Strahl, welcher am stärksten absorbirt wird.

Zwillinge nach $\{100\} \infty P\infty$ sind sehr häufig (Taf. XXI Fig. 7 und 10). Die Spaltbarkeit ist bei diesen Krystallen weniger hervortretend und liess sich wegen der geringen Grösse derselben nur schwierig constatiren, ausser in Dünnschliffen. Man sieht hier Spaltungsrisse nach einer Pyramide, deren Zeichen sich aber nicht bestimmen liess, ferner weniger gut nach $\{101\} - P\infty$ und selten nach $\{010\} \infty P\infty$.

Die chemische Zusammensetzung ergibt sich aus den folgenden Analysen, welche gütigst von Herrn Amanuensis G. Lindström anggeführt wurden:

	I.	II.	III.	Mittel:	
<i>SiO</i> ₂	30,22	—	—	30,22	0,5004
<i>ZrO</i> ₂	—	—	0,18	0,18	0,0012
<i>TiO</i> ₂	39,58	34,78	—	34,78	0,4348
Ceritoxyde		3,85	2,01	2,57	0,0080
Ytterorden			0,46	0,59	0,0026
<i>CaO</i>	24,25	24,51	—	24,38	0,4358
<i>FeO</i>	3,13	4,41	3,99	3,84	0,0535
<i>MgO</i>	—	0,50	—	0,50	0,0125
<i>Na</i> ₂ <i>O</i>	—	0,86	—	0,86	0,0139
<i>K</i> ₂ <i>O</i>	—	0,27	—	0,27	0,0029
Glühverlust	0,31	—	—	0,31	0,0172
				98,58	

Da die Bestimmung von Eisenoxyd und Eisenoxydul nicht getrennt ausgeführt wurde, lässt sich die Analyse nicht genau berechnen; unter der Annahme, dass ein Theil der Eisenmenge als Oxyd vorhanden ist, stimmt sie aber mit einer Titanit-Formel ungefähr überein. Von Interesse ist das Vorkommen von Ceritoxyden, welches bisher nur von dieser Titanitvarietät bekannt ist.

Spec. Gew. 3,59. Die Analyse Nr. I wurde an getrockneten, Nr. II und

III an geglühtem Materiale ausgeführt; das Glühen geschah, um das Mineral von den in grobem Pulver ganz ähnlich aussehenden Zirkonen zu unterscheiden, indem der Zirkon beim Glühen weiss wurde.

Vorkommen. Die oben beschriebenen Krystalle sitzen in Handstücken aus weisslichem Feldspath (Natronorthoklas und Natronmikroklin), rothem Eläolith, beide reichlich, ferner titanhaltigem Magneteisen, rothem Spreustein (pseudomorph nach Sodalith), Flussspath von tiefvioletter Farbe etc.; in dem etwas grobkörnigen Gemenge dieser Mineralien stecken nun theils spärlicher die langen Prismen des Eukolit-Titanit, theils viel reichlicher und nach demselben auskrystallisirt, hübsche Krystalle von gelbem Zirkon, von winziger Grösse bis mehr als Centimeter-Länge; die Zirkone zeigen die Combination $\{111\}P$, $\{334\}3P$, $\{110\}\infty P$, wobei die Pyramidenflächen namentlich von $3P$ vorherrschen, während $\{110\}\infty P$ ganz untergeordnet auftritt. Es ist recht bemerkenswerth, dass die Flächen des Zirkon häufig einen ähnlichen blauen Farbenschimmer zeigen, wie der Eukolit-Titanit, dem jener auch in Farbe und Glanz ähnlich ist. Vollkommen identisch mit diesem Vorkommen, dessen Localität nicht genau ermittelt werden konnte, sind prächtige Stücke, welche ich i. J. 1884 auf einem kleinen Gange am Süden der Insel Stokö, ziemlich hoch über dem Meere, sammelte, weshalb auch die Stücke des Reichsmuseums wahrscheinlich davon stammen dürften; auch Herr G. Flink sammelte später eine Anzahl Stufen desselben Vorkommens (s. unter Helvin, S. 174 etc.).

Ganz nahe übereinstimmend sind ferner auch Krystalle von Eukolit-Titanit aus der alten Pyrochlorfundstätte bei Fredriksvärn, von welchem mir Stufen vorliegen. Die charakteristische Mineralassociation des Pyrochlor ist deshalb mit derjenigen des Eukolit-Titanit nahe verwandt. Von dem ersten Vorkommen stammt wahrscheinlich auch ein grösserer Krystall im Mineralien cabinet der Universität Christiania (Nr. 373a); ca. 2 cm lang, 1 cm breit etc., wie die eben erwähnten Krystalle prismatisch verlängert nach $\{110\}\infty P$. Die beiden Enden desselben sind verstümmelt, so dass nur an dem einen Ende noch die Flächen von $\{221\}-2P$ bestimmbar sind. Der Krystall ist ein Zwilling nach $\{100\}\infty P\infty$. Aehnliche Krystalle fanden sich endlich auch an einem Pyrochlorvorkommen bei Barkevik.

Dagegen dürften einige lose Krystalle, welche ebenfalls in dem Mineralien cabinet der Universität Christiania aufbewahrt werden, vielleicht aus einem anderen Vorkommen stammen. Dieselben zeigen folgende Combinationen: $m = \{110\}\infty P$, $n = \{221\}-2P$, $l = \{\bar{2}21\}2P$, $b = \{100\}\infty P\infty$ (Taf. XXI Fig. 4); $m = \{110\}\infty P$, $n = \{221\}-2P$, $l = \{\bar{2}21\}2P$, $i_1 = \{441\}-4P$ (Fig. 9); $m = \{110\}\infty P$, $l = \{\bar{2}21\}2P$, $i_1 = \{441\}-4P$ (Fig. 8) etc.

	Gemessen :	Berechnet :
$(\bar{4}\bar{4}1) : (\bar{4}\bar{4}1)$	$54^{\circ}34'$	$54^{\circ}18'$
$(\bar{4}\bar{4}1) : (110)$	$15\ 57\frac{1}{2}$	$16\ 45$

Die zuerst genannte Combination dieses Vorkommens unterscheidet sich — wenn von der nicht prismatischen Ausbildung abgesehen wird — nicht viel von den oben erwähnten Krystallen, mit denen auch die Farbe und die übrigen physikalischen Eigenschaften übereinzustimmen scheinen. Bemerkenswerth sind dagegen die anderen Combinationen dieses Vorkommens, welche am nächsten mit dem Greenovit übereinstimmen (namentlich Fig. 9, verglichen mit der Figur des Greenovit Nr. 245 T. XLI in Des Cloizeaux's Mineralogie).

Diese Krystalle sind nun ferner sämmtlich durch eine ausgezeichnete Theilbarkeit nach der Hemipyramide $\{\bar{4}\bar{4}1\} — 4P$ charakterisirt. Es scheint demnach in Anbetracht der grossen Aehnlichkeit dieses und des oben erwähnten Vorkommens wahrscheinlich, dass die unter dem Mikroskope hervortretenden pyramidalen Spaltungsrisse auch bei dem letzteren der Pyramide $\{\bar{4}\bar{4}1\} — 4P$ entsprechen. Diese Spaltbarkeit nach $4P$ ist schon früher am Lederit von Canada, am Titanit von Arendal (Quenstedt), am Alshedit Blomstrand's und von Geo. H. Williams (Amer. Journ. of science, Ser. III, 29, 486; diese Zeitschr. 11, 299) von verschiedenen amerikanischen Vorkommnissen ausführlich beschrieben worden. Sowohl Williams als später K. Busz (Neues Jahr. f. Min. 1887, Beil.-B. 5, 368; d. Zeitschr. 15, 423) haben es sehr wahrscheinlich gemacht, dass diese scheinbare Spaltbarkeit überall, wie in den von ihnen untersuchten Fällen, auf Zwillingungsverwachsungen nach einer Fläche $4P$ zu beziehen ist; da ich die wenigen Krystalle des eben beschriebenen norwegischen Vorkommens nicht zerstören konnte, musste ich für dasselbe unentschieden lassen, ob auch hier Zwillingbildung vorliegt.

Mit den schon beschriebenen Vorkommen weniger übereinstimmend sind kleine Krystalle von hell ledergelbem Titanit aus dem Melinophan-Homilit-vorkommen bei Stoksund. Es treten an diesen Krystallen (s. Taf. XXI Fig. 2, 3 und 5) nur die Formen $m = \{110\} \infty P$, $n = \{221\} — 2P$, $c = \{001\} 0P$ und als unbedeutende Abstumpfung $a = \{100\} \infty P \infty$ auf. Einer dieser Krystalle zeigt nun wieder eine ausgezeichnete Spaltbarkeit nach $\{\bar{4}\bar{4}1\} — 4P$, doch auffallender Weise nur nach einer Fläche $(\bar{4}\bar{4}1)$ dieser Hemipyramide, nicht nach der anderen $(\bar{4}\bar{4}\bar{1})$. Diese auffallende Asymmetrie hat auch bei den eben erwähnten Krystallen eine gewisse Analogie in ihrer geometrischen Ausbildung, indem oft nur eine Fläche der genannten Form ausgebildet ist.

Um eine möglicherweise stattfindende Zugehörigkeit dieser eigenthümlichen Titanite zum asymmetrischen Systeme zu controliren, liess ich einige genau orientirte Präparate derselben herstellen. Ein solches zeigte folgende Orientirung der Schnittfläche in Bezug auf die beiden Flächen $(\bar{1}\bar{1}0)$ und $(\bar{1}\bar{1}\bar{0})$

des Grundprismas: Schnittfläche $x : (\bar{1}10) = 93^\circ 37'$, $x : (\bar{1}\bar{1}0) = 93^\circ 35'$. Der Dünnschliff zeigte nun ausser unregelmässigen Sprüngen auch regelmässige Spaltungsrisse, theils parallel den beiden Kanten von m und m' (Fig. 44), theils auch in diesem Krystalle nach nur einer Fläche von $\{4\bar{1}1\} - 4P^*$. Der Auslöschungswinkel wurde gegen m' im Mittel von 30 Ablesungen (deren äusserste Werthe nur $1^\circ 35'$ von einander abweichen) gemessen zu: $44^\circ 49' - 348^\circ 25' = 56^\circ 24'$. Dieser Winkel würde, falls das Mineral monosymmetrisch wäre, gleich $56^\circ 17\frac{1}{2}'$ sein. Diese Abweichung ist also so unbedeutend, dass wir durch die optische Untersuchung keine Stütze für die Annahme eines asymmetrischen Krystallsystems gewinnen können. Jedoch bleibt die asymmetrische Ausbildung der Spaltbarkeit nach $-4P$ bei den Krystallen dieses Vorkommens immer auffällig.

Ebenso liess ich von einem Krystall des ersterwähnten Vorkommens einen genau orientirten Dünnschliff fast genau senkrecht auf die c -Axe schleifen; die Schlifffläche bildete mit (110) den Winkel $90^\circ 46\frac{1}{2}'$, mit $(\bar{1}\bar{1}0)$ $90^\circ 4'$. Der Auslöschungswinkel gegen eine Kante von m zeigte sich hier in Mittel gleich $56^\circ 56'$, also wieder eine zu nahe Uebereinstimmung, um ein asymmetrisches Krystallsystem annehmen zu dürfen.

Die zuletzt erwähnten Krystalle von dem Melinophanvorkommen bei Stoksund sind von in Farbe und Glanz ganz ähnlich aussehenden Zirkonen begleitet, welche nach ∞P prismatisch ausgezogen sind und ausserdem nur die Pyramiden $\{331\} 3P$, $\{111\} P$ und $\{221\} 2P$, bisweilen auch $\{553\} \frac{4}{3}P$ und $\{551\} 5P$, dagegen nicht $\{131\} 3P3$ zeigen; ausserdem kommt hier eine grosse Anzahl anderer Mineralien vor, namentlich Melinophan, Homilit, Sodalith, Eläolith, dunkler Glimmer, Leukopyrit, Molybdänglanz, Bleiglanz, Flussspath, Zeolithe etc.

Sämmtliche oben erwähnten Vorkommnisse zeigen unter einander so bedeutende Uebereinstimmung, dass sie wohl alle unter dem gemeinsamen Varietätennamen Eukolit-Titanit angeführt werden können. Charakteristisch ist ausser der eigenthümlichen chemischen Zusammensetzung, welche nur für das ersterwähnte Vorkommen bekannt ist, ausserdem theilweise der kristallographische Typus.

Ausser den erwähnten Vorkommnissen kenne ich von Gängen in dem Augitsyenit nur wenige, welche erwähnenswerth wären. Brauner Titanit in grösseren, aber schlecht ausgebildeten Krystallen, welche wie die zuerst oben erwähnten Krystalle des Eukolit-Titanit nach der Verticalaxe verlängert sind, kommen mit grünem Apatit, Salit, Hornblende und reichlichem Quarz auf den sauren Gängen in den devonischen Sandsteinen der Insel Gross-Arö vor. Ich habe diese Krystalle nicht näher untersucht.

Nur die ganz winzigen tiefbraunen Krystalle von Titanit aus der Fund-

*) Zwillingslamellen wurden nicht beobachtet.

III. Polysilicate.

Feldspathgruppe.

60. Albit.

1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. S. 528.

1858. A. Breithaupt, Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 17, 324.

Albit kommt auf den grobkörnigen Gängen der Augit-Nephelinsyenite in zweierlei Weise vor: 1) als primärer Bestandtheil der Gänge, gleichzeitig mit den übrigen Hauptmineralien derselben gebildet, 2) als relativ spätere Bildung auf Drusenräumen der Gänge etc. Wir werden diese beiden Arten des Vorkommens getrennt betrachten.

4) Schon Weibye erwähnt derben Albit von unseren Gängen; er sagt »Der derbe Albit ist schneeweiss, an den Kanten durchscheinend und bildet kleine nierenförmige Partien im Syenit auf Stokö.« Es ist dies Vorkommen auch das einzige, das ich kenne, wo derber Albit in grösserer Menge vorkommt; er bildet hier in dem grossen Gange der Südspitze der Insel, welcher wahrscheinlich auf Låven seine Fortsetzung hat, stellenweise kleine schneeweisse körnige Massen, welche wie Zucker aussehen; local ist er mit Eläolith. Spreustein. Aegirin. Arfvedsonit und anderen Mineralien gemengt; das ganze Vorkommen beweist, dass der Albit hier ein ursprüngliches Gangmineral darstellt, welches gleichzeitig mit dem Eläolith etc. gebildet ist. Unter dem Mikroskope zeigt der Albit die gewöhnlichen Eigenschaften, ist zum grossen Theile in der körnigen Masse tafelförmig nach dem Brachypinakoid ausgebildet und in Zwillingen nach dem gewöhnlichen Albitgesetze.

Da es mir von Interesse schien, durch chemische Untersuchung die Zusammensetzung dieses eigenthümlichen Albit kennen zu lernen, war Herr Professor O. Widman so freundlich, in seinem Laboratorium unter meiner Leitung die folgenden Analysen von Fräulein A. v. Hall I und II und Herrn P. E. Johansson III ausführen zu lassen*.

* In manchen Handbüchern ist die Analyse A. E. I. von A. Breithaupt, Jahrbuch 21, 192 etc. als von Albit von Breitz aufgeführt. Dies ist nicht richtig, da Breithaupt's Analyse an Albit von Gängen in Gneiss von Mönster, wo es in grosser Länge und ausgeführt wurde.

	I.	II.	III.	Mittel:
SiO_2	68,04	68,16	67,78	67,99
Al_2O_3	19,55	19,62	19,40	19,52
CaO	0,39	0,37	0,43	0,40
Na_2O	11,63		11,38	11,51
K_2O	0,60		0,88	0,74
	100,21		99,87	100,16

Die Analysen zeigen demnach die gewöhnliche Albitzusammensetzung mit geringer Beimischung des Orthoklas- und des Anorthitsilicates.

Unter dem Mikroskope zeigte die weisse zuckerkörnige Masse im Dünnschliffe eine divergentstrahlige körnige Structur; die einzelnen Individuen sind tafelförmig nach dem Brachypinakoid. Wo sie an Eläolith angrenzen, ragen die Albitkryställchen wohlbegrenzt in den Eläolith hinein und liegen zum Theile in demselben isolirt, weshalb der Albit hier offenbar zum Theile vor dem Eläolith auskrystallisirt ist; da man jetzt nach den Untersuchungen von A. Gerhard (Neues Jahrb. f. Min. 1887, 2, 275) reine Albitgranite kennt, ist diese Beobachtung nicht mehr auffallend.

Auf diese Weise, als in grösserer Menge in reinen Massen auftretende Aggregate, kenne ich den Albit auf unseren Gängen nur von Stokö. Als untergeordneten primären Bestandtheil findet man dagegen häufig Albit neben anderen Feldspäthen theils als unregelmässige zerstreute Kryställchen oder Aggregate, theils in regelmässiger mikroperthitischer Verwachsung mit Orthoklas oder mit Mikroklin. Derartige mikroperthitische Verwachsungen sind sehr verbreitet auf den Gängen der Grenzzone des Langesundfjords und bilden hier eigentlich die herrschenden Feldspäthe, während auf den Gängen der Umgegend von Fredriksvärn Natronorthoklas der herrschende Feldspath ist. Dass die mikroperthitischen Verwachsungen der augitsyenitischen Gänge nicht secundär, sondern ursprünglicher Bildung sind, wird unten näher begründet.

2. Einer späteren Phase der Gangbildung gehören dagegen die peripherischen Umwachsungen von Albit an frei aufgewachsenen Krystallen von Natronorthoklas in Drusenräumen der Gänge, sowohl in der Gegend von Fredriksvärn und Laurvik, als auf Gängen der Inseln des Langesundfjords, welche dem Typus der Fredriksvärn-Gänge angehören.

Diese Umwachsungen, welche genau den altbekannten Umwachsungen des Mikroklin mit Albit auf den Pegmatitgängen und auf Drusenräumen der Granite (Baveno, Elba, Hirschberg, Striegau etc. in Schlesien, Hitterö in Norwegen etc. entsprechen, sind besonders schön ausgebildet an Krystallen von Madhullet bei Fredriksvärn, an Krystallen eines Ganges auf Stokö am Langesundfjord etc. Die einzelnen frei herausragenden Individuen des Kernfeldspathes sind dabei ringsherum von einer orientirten Kruste von glänzendem, wasserhellem Albit umgeben, welche namentlich auf den Pris-

menflächen dick abgelagert ist, während sowohl auf den Endflächen, als namentlich auf der Symmetrieebene die Albitkruste gewöhnlich ganz dünn ist. Das Vorkommen von Stokö wurde bereits von A. Breithaupt erwähnt*).

Dass dem wasserhellen Albit dabei eine etwas spätere und verschiedenartige Bildung zuzuschreiben ist, als dem rothen oder grauen, undurchsichtigen Natronorthoklas, ist unzweifelhaft und lässt sich bisweilen direct beweisen, wenn nämlich der ursprüngliche Feldspathkrystall, wie es bisweilen vorkommt, schon gespalten und zerbrochen war, ehe der Albit abgesetzt wurde.

Ähnliche Verwachsungen des rothen Mikroklin mit Albit sind ganz häufig auf den kleinen oder grösseren Drusenräumen der Natrongranite und der quarzführenden Syenite der Gegend nördlich von Christiania, am Ekernsee, westlich von Holmestrand etc.

Auch in freien, nicht in Bezug auf früher vorhandenen Feldspath orientirten Krystallen findet sich der Albit auf Drusenräumen der Gänge in der Gegend des Langesundfjords, so zum Beispiel auf einem der vielen Gänge der Insel Arö. Ich fand hier auf Mikroperthit aufgewachsene, gut ausgebildete Tafeln von Albit in Zwillingen nach dem Karlsbader Gesetz; die auftretenden Formen sind die gewöhnlichen des Albit: $\{010\}$, $\{130\}$ und $\{1\bar{3}0\}$, $\{110\}$ und $\{1\bar{1}0\}$, $\{001\}$, $\{201\}$, $\{101\}$, $\{111\}$ und $\{1\bar{1}1\}$. In der Verticalzone sind die Flächen von $\{130\}$ und $\{1\bar{3}0\}$ nach dem Brachypinakoid vorherrschend und die Flächen des Grundprismas ganz schmal, bisweilen fehlend. Diese Albitkrystalle kamen in centimetergrossen dünnen Tafeln mit Flussspath $\{100\}$ und (später gebildeten) Zeolithen auf kleinen Drusenräumen der Gangmasse vor und sind offenbar nach dem Mikroperthit gebildet. Derartige Vorkommnisse sind auf unseren Gängen selten.

*) Seine Deutung derselben, nach welcher: 1) die Hauptaxen beider Mineralien parallel wären, 2) die basischen Spaltflächen parallel wären, ist aber nicht richtig; parallel sind jedenfalls die Verticalaxen, nicht aber die basischen Flächen, sondern, wie es scheint, bald das Orthopinakoid des monosymmetrischen und das Makropinakoid des asymmetrischen, bald die Symmetrieebene des monosymmetrischen und das Brachypinakoid des asymmetrischen Feldspath, bald endlich ausschliesslich die Verticalaxen.

61. Kryptoperthit, Brögger.

(Natronorthoklas, Förstner.)

1804. Ch. Fr. Schumacher, Vers. e. Verz. d. in d. Dän. Nord. Staat. s. f. einf. Min. S. 84—88.
 1826. A. Breithaupt, Pogg. Ann. **8**, 234.
 1830. — Schweigger-Seidel, Jahrb. d. Chem. u. Phys. **30**, 324.
 1843. Th. Scheerer, Neues Jahrb. f. Min. 1843, S. 642.
 1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. **22**, 340—344.
 1850. C. G. Gmelin, Pogg. Ann. **81**, 344.
 1858. C. Bergemann, ebenda **105**, 418.
 1859. Th. Scheerer, ebenda **108**, 426.
 1862. A. Des Cloizeaux, Man. d. Min. **1**, 344.
 1863. E. Reusch, Pogg. Ann. **118**, 264.
 1866. A. Breithaupt, Mineral. Studien (Sep. aus Berg- u. Hüttenm. Zeitg.) S. 67.
 1876. A. Des Cloizeaux, Ann. d. chim. et d. phys. 5. Sér., **9**.
 1882. W. C. Brögger, Die silur. Etagen 2 u. 3, S. 260—262 u. 303—305.
 1883. J. Lemberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. **35**, 572.
 1884. J. H. Kloos, Neues Jahrb. f. Min. 1884, **2**, 412—412.

Der bekannte farbenschillernde Feldspath von Fredriksvårn wurde zuerst von Herrn Assessor Esmark entdeckt und von Ch. Fr. Schumacher unter dem Namen: gemeiner labradorischer Feldspath ganz ausführlich beschrieben; bald allgemein in den Sammlungen verbreitet, wird er schon in den meisten älteren Lehrbüchern der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts unter verschiedenen Namen erwähnt. In seiner Abhandlung über die Feldspathgruppe (in Bd. 8 von Pogg. Ann.) zeigte Breithaupt, dass das spezifische Gewicht dieses farbenschillernden Orthoklas 2,573 beträgt, und machte schon darauf aufmerksam, dass dieser Feldspath ungewöhnlich schwer ist; bei derselben Gelegenheit beschrieb Breithaupt einen grünen Feldspath (Amazonenstein) von Grönland, an welchem er zwischen den Spaltflächen nach *P* und *M* einen Winkel von $89^{\circ} 46'$ messen konnte, woraus er schliessen wollte, dass auch der Orthoklas wie andere Feldspäthe eigentlich asymmetrisch wäre. Später (1830) verfolgte er diese Beobachtungen weiter und stellte für derartige Kalifeldspäthe mit einem nur ein wenig schiefen Winkel ($\mu\acute{\iota}\kappa\rho\varsigma$ und $\kappa\lambda\iota\nu$) zwischen den beiden Hauptspaltungsflächen die neue Species »mikrokliner Felsit oder Mikroklin« auf; als typisches Beispiel dieses Mikroklin wurde nun eben der farbenschillernde Orthoklas von Fredriksvårn angeführt, dessen Winkel $P:M = 89^{\circ} 39'$ wäre, mit einem spezifischen Gewicht von 2,567—2,568.

Breithaupt's Name Mikroklin wurde Anfangs nicht allgemein ange-

nommen; so führt A. Lévy (1837) den Feldspath von Fredriksvärn noch als »feldspath opalin« auf; W. Philips und Fr. Alger**) nennt ihn (1844) den sogenannten »Norwegian Labrador«.

Th. Scheerer (1843) erwähnt, »dass bei Fredriksvärn und Laurvik der gemeine Orthoklas in dem hier überall herrschenden Zirkon-Syenite stellenweise durch Labrador verdrängt wird. Doch nur da, wo dieser Labrador-Syenit sehr grobkörnig wird, zeigen die Labrador-Individuen das bekannte Farbenspiel. Der ausgezeichnetste Fundort dieses Minerals ist in der Nähe des Militärkrankenhauses von Fredriksvärn« etc.

Auch Weibye beschreibt (1848) in seiner Abhandlung: »Beiträge zur topographischen Mineralogie Norwegens« das Vorkommen desselben auf grobkörnigen Gängen bei Fredriksvärn als Hauptbestandtheil seines sogenannten »Labradoresyenit« und erwähnt unter dem Namen »Adular« von der Insel »Udkiksö« bei Fredriksvärn auch durchsichtige bis durchscheinende Varietäten desselben, welche »stark labradorisirend, sehr selten aber opalisirend (Mondstein)« wären.

Im Jahre 1850 machte C. G. Gmelin in seiner Abhandlung »Ueber den Feldspath des Zirkon-Syenits im südlichen Norwegen« darauf aufmerksam, dass in diesen Feldspäthen das Kali des gewöhnlichen Orthoklases zur Hälfte durch Natron ersetzt ist. Er analysirte dann namentlich auch den »mit himmelblauem Lichtschein strahlenden« Feldspath von Fredriksvärn, welcher zwar auch früher von Klaproth untersucht worden war, der jedoch die Alkalien sämmtlich als Kali bestimmt hatte***). Es zeigte sich dadurch, dass das, was Breithaupt Mikroklin genannt hatte, theils die Zusammensetzung eines gewöhnlichen Orthoklases†), theils eine davon abweichende besitzen müsse, was noch mehr durch die neuen Mittheilungen Breithaupt's über seinen Mikroklin bestätigt wurde.††); doch schien Breithaupt selbst vorzugsweise natronreiche (nahezu) orthoklastische Feldspäthe unter seinem Mikroklin einbegriffen zu haben und hob auch noch später (1866) besonders hervor, dass sein Mikroklin durch ein etwas höheres specifisches Gewicht, als der »Pegmatolith« charakterisirt sei.

Ein farbenschillernder Feldspath von den Gängen bei Fredriksvärn wurde (1858) von C. Bergemann untersucht, wobei nicht weniger als 5,08 Procent Ceroxyde in demselben bestimmt wurden; dass dieser Feldspath, trotz der Versicherung des Verfassers, er habe ausgesuchtes reines

*) Description d'une coll. d. Minéraux etc. London 1837, 2, 147.

**) El. treatise of mineralogy, 5. ed., Boston 1844, S. 193.

***) Klaproth's alte Analyse gab: SiO_2 65, Al_2O_3 20, K_2O (Alkalien) 12,25, Fe_2O_3 1,25, H_2O 0,50.

†) Vergl. J. v. Ewreinoff, Pogg. Ann. 47, 196, Analyse eines von Breithaupt als Mikroklin bestimmten bräunlichrothen Feldspaths von Arendal.

††) Berg- u. Hüttenm. Zeitg. 1858, 17, 11.

Material analysirt, ganz sicher unrein und zersetzt gewesen ist, braucht kaum näher begründet zu werden *).

In seinem ausgezeichneten Werke: *Manuel de minéralogie* (1862) zeigte endlich A. Des Cloizeaux, dass der Mikroklin Breithaupt's von Fredriksvärn, welchen er »orthose opalisant« nennt, ein wirklicher Orthoklas ist; Des Cloizeaux lieferte hier zum ersten Male eine Charakteristik der optischen Eigenschaften des berühmten Vorkommens von Fredriksvärn. Erst viele Jahre später (1876, *Ann. d. Chim. et de Phys.* 5. Sér. 9) konnte Des Cloizeaux durch die optische Untersuchung einer Anzahl Feldspathvorkommnisse nachweisen, dass unter den früher für monosymmetrischen Orthoklas gehaltenen Feldspäthen eine grosse Anzahl wirklich asymmetrisch und durch ganz geringe Abweichungen des Winkels $P:M$ von 90° charakterisirt sind, für welche er dann den alten Breithaupt'schen Namen Mikroklin wieder aufnahm; unter diesen befand sich aber eben nicht Breithaupt's ursprünglicher typischer Mikroklin, der farbenschillernde Feldspath von Fredriksvärn, welcher sich fortdauernd als ein wahrer und zwar sehr homogener Orthoklas herausstellte. Bei derselben Gelegenheit machte Des Cloizeaux ferner darauf aufmerksam, dass eine grössere Anzahl ganz homogene Orthoklase bekannt waren, welche, obwohl ganz frei von mikroskopischen Einmengungen von Albit, doch einen oft ganz bedeutenden Natrongehalt zeigten; unter diesen hebt Des Cloizeaux dann besonders wieder den farbenschillernden Orthoklas von Fredriksvärn hervor; wie oben erwähnt, war schon 1850 C. G. Gmelin auf diesen hohen Natrongehalt desselben aufmerksam geworden.

Im Jahre 1877 veröffentlichte H. Förstner**) eine Abhandlung »Ueber Natronorthoklas von Pantelleria«, worin er zwei ungleiche Varietäten sehr natronreicher, obwohl zugleich kaliführender Feldspäthe beschrieb, für welche er den (eigentlich schon früher von Sandberger eingeführten) Namen Natronorthoklas vorschlug. C. Klein***) untersuchte dann erstens den schon von Gmelin (l. c.) wegen seines Natronreichthums beachteten Feldspath vom Hohenhagen, ferner die von Förstner beschriebenen sogenannten Natronorthoklase und zeigte, dass keiner dieser Feldspäthe sich bei näherer Untersuchung als ein monosymmetrischer Feldspath, ein Ortho-

*) Die Analyse gab: SiO_2 61,85, Al_2O_3 16,45, Fe_2O_3 1,90, Ca_2O_3 5,08, K_2O 3,78, Na_2O 7,50, MgO 1,48, CaO 0,46, Glühverlust 1,04 = 99,54; wer diese Zusammensetzung ansieht, kann nicht daran zweifeln, dass Bergemann keinen reinen Feldspath analysirt haben kann; was für Verunreinigungen sind aber in der analysirten Substanz vorhanden gewesen, welche 5,08% Ceroxyde liefern konnten? Bergemann theilt noch eine zweite, mehr Feldspath-ähnliche Analyse mit, welche jedoch offenbar ebenfalls an unreiner Substanz ausgeführt war.

**) Diese Zeitschr. 1, 547.

***) Göttinger Nachrichten 1878 und Neues Jahrb. f. Min. 1879, S. 548.

klas, verhält, sondern dieselbe sämtliche asymmetrische Feldspäthe sind, eine Ansicht, deren Richtigkeit Förstner selbst später anerkannt hat. Indessen war durch Förstner's Arbeit die Aufmerksamkeit auf natronreiche Orthoklase gelenkt; bei meinen Untersuchungen über die Feldspäthe der südnorwegischen Augitsyenite glaubte ich dann (1882) feststellen zu können, dass hier in diesen Gesteinen sowohl, als namentlich auf deren grobkörnigen Gängen in grosser Verbreitung eigenthümliche monosymmetrische, natron- und kalireiche Orthoklase vorkommen, für welche ich den Förstner'schen Namen »Natronorthoklas« aufnahm; das typische Vorkommen dieser, also eigentlich schon durch Gmelin's und Des Cloizeaux's Untersuchungen bekannten Natronorthoklase wäre eben der farbenschillernde Feldspath von Fredriksvärn. Erst später*) hat dann II. Förstner auch von Pantelleria (aber nicht von den zuerst beschriebenen Vorkommen Monte Gibele und Cuddia Mida, sondern von zwei anderen, Bagno dell' acqua und Cala Porticello, monosymmetrische Feldspäthe mit einer Zusammensetzung entsprechend den norwegischen Natronorthoklasen, d. h. mit wenigstens ebenso viel Natron wie Kali, vorgefunden und dieselben sehr vollständig untersucht, und später sind dann auch von anderen Localitäten Natronorthoklase in dem Sinne, in welchem ich diese Bezeichnung am angeführten Orte definirte, entdeckt und beschrieben worden.

Der farbenschillernde Natronorthoklas von Fredriksvärn war bis jetzt — wenn von den älteren respective an unreiner Substanz ausgeführten Analysen Klaproth's und Bergemann's abgesehen wird — nur von Gmelin analysirt; ich liess deshalb Herrn G. Flink zwei neue Analysen an vollkommen durchsichtigen, farblosen Spaltstücken zweier Vorkommnisse, welche früher nicht untersucht worden waren, ausführen. In der folgenden Tabelle sind die Analysen Gmelin's (I) und Flink's (II und III) zusammengestellt.

	I.	II.	III.
Si O_2	65,49	66,08	66,21
$\text{Al}_2 \text{O}_3$	49,99	48,77	49,46
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	0,63	—	—
Ca O	0,48	0,37	—
$\text{K}_2 \text{O}$	7,03	7,68	7,38
$\text{Na}_2 \text{O}$	7,08	6,54	8,02**) (7,25)
Glühverlust	0,38	—	—
	100,78	99,44	100,77

Gmelin's Analyse ist unzweifelhaft an dem altbekannten grauen,

*) Diese Zeitschr. 1883, 8, 425.

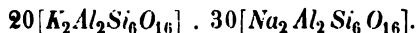
**) Der Natrongehalt ist nach der Angabe des Herrn Flink zu hoch ausgefallen, dürfte deshalb richtiger zu 7,25 (aus der Differenz von 100% berechnet) gesetzt werden können.

braune, oxydgefüllte Spalten führenden, farbenschillernden Natronorthoklas von dem schon von Scheerer etc. erwähnten Vorkommen in der Nähe des alten Militärkrankenhauses in Fredriksvärn ausgeführt; dies Vorkommen ist jetzt schon längst ausgebeutet. Die Analyse Nr. II von G. Flink wurde mit Material von einem Handstücke aus der alten Schmidt'schen Sammlung, welche für die Hochschule zu Stockholm erworben wurde, ausgeführt; dies Stück dürfte ziemlich sicher von dem von Weibye erwähnten Vorkommen: Udkiksö bei Fredriksvärn stammen, denn ein Paar Stückchen in der Weibye'schen Sammlung von dieser Localität zeigten sich mit dem Originalstück der Analyse II ganz übereinstimmend. Das Material der Analyse III wurde aus einem grossen Gange bei Bäckelöcken unweit Fredriksvärn, nahe dem Wege nach Laurvik, von mir selbst gesammelt.

Obwohl Gmelin's Analyse offenbar an nicht vollständig frischem Material ausgeführt ist, was der Gehalt an Eisenoxyd, wie auch der Glühverlust beweist, so stimmen die Analysen der drei verschiedenen Vorkommen unter sich doch recht nahe überein; von den beiden Analysen Flink's entspricht die erstere (II) ungefähr der Zusammensetzung



die letztere (III) ungefähr



Diese Mischungen besitzen nämlich folgende Zusammensetzung:

$20[K_2 Al_2 Si_6 O_{16}]$	$20[K_2 Al_2 Si_6 O_{16}]$
$25[Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}]$	$30[Na_2 Al_2 Si_6 O_{16}]$
$2[Ca Al_2 Si_2 O_8]$	
$Si O_2$	66,26 66,97
$Al_2 O_3$	49,44 49,40
$Ca O$	0,46 —
$K_2 O$	7,59 7,00
$Na_2 O$	6,25 6,92
	<hr/>
	100,00 100,00

Das Verhältniss zwischen dem Kalifeldspathsilicat und dem Natronfeldspathsilicat ist in allen drei Analysen auffallend nahe dasselbe, nämlich, wie schon Rammelsberg bemerkte, ungefähr wie 2 : 3. Dies Verhältniss findet sich aber nicht nur bei diesen Analysen, sondern auch bei einer Anzahl anderer Analysen von Feldspäthen aus unseren Gängen, von verschiedenen Localitäten, von welchen aber — fehlender optischer Untersuchungen und genauer Angaben ihrer Vorkommenisse seitens der Autoren wegen — nicht immer sicher entschieden werden kann, ob sie an einem scheinbar homogenen Natronorthoklas oder an einem Mikroperthit ausgeführt worden sind; so zeigen dies die Analyse Gmelin's von dem grünlichweissen oder

grauen Feldspath aus dem alten Vorkommen des bekannten grünen Eläolith in der Nähe der Stadt Laurvik (IV), ferner Scheerer's zwei Analysen (V und VI) des den rothen Spreustein begleitenden weissen oder grauen Feldspaths, endlich auch noch eine Analyse (VII) Lemberg's von einem als Orthoklas angegebenen »Feldspath von Brevig, eingebettet in Eläolith«. Die Analysen sollen hier zum Vergleiche mit den obenstehenden angeführt werden:

	IV.	V.	VI.	VII.
SiO_2	65,90	66,03	65,68	66,76
Al_2O_3	19,46	19,17	19,53	19,02
Fe_2O_3	0,44	0,31	0,52	—
CaO	0,28	0,20	0,22	0,39
K_2O	6,55	6,96	6,93	7,09
Na_2O	6,14	6,83	7,11	6,60
Glühverlust	0,12	0,21	0,11	0,24
	98,90	99,71	100,10	100,40

Von diesen Analysen wurde Nr. IV nach Gmelin's Angabe an blass grünlichgrauem Feldspath von dem alten Vorkommen des bekannten grünlichen Eläolith aus einem »am Meerbusen frei im Sande stehenden Felsen an der Reverban« bei Laurvik ausgeführt; alte Stücke, welche mit voller Sicherheit von diesem Vorkommen stammen, zeigten, dass dieser Feldspath kein Natronorthoklas, sondern ein Mikropertit ist (s. unten). Die Handstücke des den rothen Spreustein begleitenden Feldspath, welche das Material für Scheerer's Analysen abgegeben haben, dürften mit ziemlicher Sicherheit aus dem altbekannten Spreusteinorkommniß von der Insel Lövvö stammen; dieser Feldspath ist nach Untersuchung des Materials von diesem Vorkommen ebenfalls kein Natronorthoklas, sondern ein ausgezeichneter Mikropertit (s. unten). Was endlich Lemberg's Analyse betrifft, so erlauben seine Angaben keine Annahme über das Vorkommen des von ihm untersuchten Feldspaths, weshalb ich es also ganz unentschieden lassen muss, ob er einen Natronorthoklas oder einen Mikropertit untersucht hat; wenn die Angabe »Brevig« ein Vorkommen irgendwo am Langesundfjord bedeutet, so dürfte auch dieser Feldspath ein Mikropertit gewesen sein.

Diese Beobachtungen ergeben also bestimmt, dass erstens die Mischung $2 [K_2Al_2Si_6O_{16}] + 3 [Na_2Al_2Si_6O_{16}]$ des Feldspathbestandtheils überall auf unseren Gängen sowohl bei Fredriksvårn, als bei Laurvik und am Langesundfjord sehr nahe constant ist*); zweitens ergibt sich daraus auch die interessante Thatsache, dass diese beinahe constante Mischung entweder 1) als ein

*) Eine Ausnahme soll unten erwähnt werden.

scheinbar homogener Natronorthoklas, oder 2) als Mikroperthit, das heisst als mechanisches Gemenge zweier verschiedener Feldspäthe in inniger Verwachsung auskrystallisirt ist.

Untersuchen wir ferner die Verbreitung dieser beiden verschiedenen Krystallisationsweisen der genannten Mischung, so finden wir, nach meiner jetzigen Erfahrung, welche auf die Untersuchung einer grossen Anzahl Präparate verschiedener Vorkommnisse begründet ist, dass der scheinbar homogene Natronorthoklas fast nur auf Gängen des Fredriksvärn-Typus und zwar hier als herrschender Feldspath auftritt, während die Gänge bis Laurvik und noch mehr die Gänge der Gegend des Langesundfjords fast durchweg mikroperthitische Feldspäthe führen.

»Natronorthoklas« mit den Eigenschaften der analysirten Beispiele kenne ich aus der Gegend von Fredriksvärn von folgenden Localitäten: von dem alten Pyrochlor- und Polymignytvorkommen am Militärkrankenhause der Stadt Fredriksvärn; von Udkiksö und mehreren anderen Inseln bei Fredriksvärn, wo die plattenförmigen Gänge mit Natronorthoklas mit oder ohne Farbenspiel, Hornblende (Barkevikit), Magnetit, Zirkon, ein wenig Eläolith, Spreustein etc. und bisweilen Pyrochlor etc. recht häufig sind; von »Bäkkelökken« nahe bei Fredriksvärn am Wege nach Laurvik, hier mit Farbenspiel und bisweilen in kleinen Partien adularartig durchscheinend; an vielen plattenförmigen Gängen bei Fuglevik, Madhullet, Bruvall, Väler, Hommerbak etc., und auch an manchen Stellen am Strande zwischen Fredriksvärn und dem Städtchen Nevlunghavn etc. Kurz, überall in der Gegend von Fredriksvärn, wo ich Proben der Feldspäthe gesammelt habe, zeigten sich diese fast immer als mit einander ziemlich übereinstimmende, in Ganzen und Grossen scheinbar homogene »Natronorthoklase«, deren Zusammensetzung nach der optischen Untersuchung zu urtheilen überall sehr nahe dieselbe sein dürfte.

Ebenso durchgehend wie die Gänge von Fredriksvärn einen scheinbar homogenen Natronorthoklas führen, ist auf den Gängen der Gegend des Langesundfjords, wie wir unten sehen werden, ein entschieden mikroperthitischer Feldspath herrschend. Es schien durch die Beobachtung dieses fast constanten Verhältnisses ein wichtiger Unterschied zwischen den beiden, durch diese, wie durch eine Reihe anderer Eigenthümlichkeiten charakterisirten Haupttypen unserer Gänge festgestellt.

Die nähere Untersuchung lehrte nun, dass zwar zwischen dem Feldspathbestandtheile der Gänge des Fredriksvärn-Typus und dem Feldspath der Gänge des am Langesundfjord herrschenden Typus ein bestimmter Unterschied vorhanden ist; derselbe ist aber etwas anders zu fassen, als es beim ersten Anblick erscheinen könnte. Ich werde dies durch die Be-

schreibung einiger der lehrreichsten Vorkommnisse der Gegend von Fredriksvärn beleuchten.

Einer der mächtigsten plattenförmigen pegmatitischen Syenitgänge der Gegend von Fredriksvärn kreuzt gerade über die Landstrasse von Fredriksvärn nach dem Städtchen »Helgeråen«, an der Stelle, wo ein Weg nach dem Hofe Gomsö anfängt. An diesem grossen 10—12 m mächtigen Gange, der wie gewöhnlich vorherrschend aus Feldspath mit etwas Hornblende, Magnetit etc. besteht, erreichen die Feldspathindividuen, welche oft als Karlsbader Zwillinge ausgebildet sind, rein granitpegmatitische Dimensionen, indem Individuen von $1\frac{1}{2}$ —2 m beobachtet wurden. Mitgebrachte ganz frische Handstücke dieses Feldspaths zeigen die gewöhnliche, tief graue, hübsche Farbe mit starkem Glasglanze auf den ausgezeichneten Spaltungsflächen nach OP und $\infty R\infty$, einen eigenthümlichen fettartigen Glanz auf Bruchflächen ungefähr nach $\infty P\infty$. Präparate dieses prächtigen Feldspathes erwiesen folgende Verhältnisse.

Ein Präparat nach $\infty R\infty$ (Taf. XXII Fig. 3) zeigte bei der gewöhnlich benutzten schwächeren Vergrösserung (ca. 400 Mal) eine äusserst feine, kaum noch sichtbare, lamellare Streifung parallel einer Richtung, welche mit der Verticalaxe einen Winkel von ca. 8° , mit der Trace von OP einen Winkel von ca. 72° bildet; erst bei stärkerer Vergrösserung (ca. 300 Mal) konnte die Beschaffenheit der einzelnen Lamellen näher studirt werden. Dieselben erwiesen sich dabei nicht völlig geradlinig begrenzt, sondern fingerförmig in einander greifend und spitzig auskeilend. Die Breite der einzelnen Lamellen wurde durchschnittlich zu kaum 0,004 mm gemessen; manche Lamellen waren aber so fein, dass sie nicht mehr gemessen werden konnten, und an mehreren Stellen des Präparates waren die Lamellen im Ganzen zu schmal, um auseinander gehalten werden zu können. Bei der Bestimmung der Auslöschungsschiefe gegen die Trace von OP ergab sich nun, dass zwei ungleich auslöschende Lamellensysteme zu unterscheiden sind, von welchen das eine unter einem Winkel von ca. $+49^\circ$, das andere unter einen Winkel von $+6^\circ$ bis $+9\frac{1}{2}^\circ$ auslöscht. An mehreren Stellen des Präparates, wo man immer noch unterscheiden oder zum Theil nur ahnen konnte, dass auch hier dasselbe aus feinsten Lamellen zusammengesetzt ist, konnte man nicht mehr für die verschiedenen Lamellensysteme getrennte Auslöschungswinkel erhalten, sondern an solchen Stellen trat eine allgemeine Dunkelheit ein unter Winkeln von gewöhnlich ca. $+42^\circ$, seltener bis zu ca. $+47^\circ$. Bei schwacher Vergrösserung war dasselbe der Fall mit dem ganzen Präparate, welches dunkel wurde unter einem Winkel von in der Regel ca. 42° gegen die Trace von OP .

Ein Dünnschliff nach der Basis zeigte sich bei schwacher Vergrösserung fast homogen, bei starker Vergrösserung ebenfalls aus feinsten Lamellen

aufgebaut; die Richtung der Lamellen ist im Ganzen parallel der Orthoaxe, doch sind sie keineswegs regelmässig begrenzt, sondern greifen auf allerlei Weise in einander, so dass ein eigenthümliches moiré-artiges Aussehen resultirt; die Lamellen können nur in der 45°-Stellung gegen die Nicol-hauptschnitte deutlich erkannt werden; in Parallelstellung löscht der ganze Dünnschliff einheitlich wie ein monosymmetrisches Mineral aus, indem die Differenzen der beiden Lamellensysteme zu gering und die Lamellen selbst zu fein sind, um die Constatirung einer Abweichung ihrer Auslösungsrichtungen zu erlauben.

Andere Dünnschliffe desselben Feldspaths, ja aus demselben Individuum geschliffen, zeigten keine Spur der mikroperthitischen Verwachsung, welche die eben beschriebenen Schliffe ausgezeichnete, sondern erschienen selbst bei stärkster Vergrösserung in dieser Beziehung homogen und monosymmetrisch. Zu bemerken ist, dass sämmtliche Schliffe einem einzigen faustgrossen Individuum entnommen waren, welches keine Spur von Druckerscheinungen zeigte.

Sämmtliche Schliffe dieses Vorkommens zeigten nicht ganz spärlich winzige Einschlüsse, parallel der Symmetrieebene und der Basis orientirt; die meisten bestehen aus ganz dünnen braunen Biotitschuppen, obwohl auch andere nicht näher bestimmbare Einschlüsse nicht fehlen.

Die ganze Beschaffenheit des Präparats des Feldspath vom Gomsö-Wege beweist, dass hier ein Mikroperthit aus Kaliorthoklas und Albit vorliegt, dessen mikroperthitische Verwachsung aber so fein lamellär ist, dass sie bei den gewöhnlich benutzten schwächeren Vergrösserungen nicht beobachtet werden kann. Was hier aber namentlich von Interesse, ist die Beobachtung, dass solche Stellen der Präparate, welche die feinste Lamellirung zeigten, sich wie entsprechende Schnitte des gewöhnlichen, scheinbar homogenen und scheinbar monosymmetrischen »Natronorthoklas« von Fredriksvärn verhalten.

Zu bemerken wäre über die Präparate dieses Vorkommens ausserdem nur, dass von Einschlüssen äusserst dünne Biotitschuppen und Hornblendennadeln, namentlich theils parallel der Symmetrieebene, theils parallel der Basis orientirt, beobachtet wurden; spärlich fanden sich auch tafelförmige und linealförmige schwarze undurchsichtige Einschlüsse, welche nicht näher bestimmt werden konnten.

Einen Mikroperthit, aus Orthoklas und Albit bestehend, aus der Gegend von Fredriksvärn, beschrieb übrigens schon J. H. Kloos (l. c. S. 445) nach Beobachtungen an Dünnschliffen eines Spaltstückes, welches Dr. Hornstein mitgebracht hatte; aus Kloos's Beschreibung scheint aber nicht hervorzugehen, dass die Mikroperthitlamellen die so aussergewöhnliche Feinheit, wie im Feldspath von Gomsö-Wege, gezeigt haben. Von Interesse

ist es in dieser Beziehnug auch daran zu erinnern, dass schon F. Zirkel*) den farbenwandelnden Orthoklas von Fredriksvärn als einen »fasrigen« Feldspath erkannte, was nach F. Becke's Untersuchungen**) in den meisten Fällen auf eine mikroperthitische Verwachsung hindeutet.

Am Wege zwischen Laurvik und Fredriksvärn, nicht weit von dieser letzteren Stadt, bei einer »Kleven« genannten Stelle, findet sich ein recht bedeutender pegmatitischer Syenitgang mit den gewöhnlichen Mineralien der Gänge des Fredriksvärn-Typus; der hübsche, tief graue Feldspath, welcher wie gewöhnlich bei weitem die Hauptmasse des Ganges ausmacht, ist zum Theil mit diopsidartigem Pyroxen, mit Hornblende oder mit stengligem Biotit zum schönsten »Schriftsyenit« verwachsen. Dünnschliffe dieses Feldspaths nach $\infty R \infty$ zeigten zwischen gekreuzten Nicols ziemlich breite (höchstens 0,08 mm, gewöhnlich viel weniger), wenig regelmässig begrenzte, doch im Ganzen der Verticalaxe parallel orientirte Lamellen von Albit, mit einer Auslöschungsschiefe gegen die Trace von OP von ca. $+ 19^\circ$. Diese Albitlamellen machen nur einen relativ geringen Theil des Präparates aus; aus Fig. 4 Taf. XXII ist dies nicht zu ersehen, weil dort eine Stelle im Dünnschliffe dargestellt ist, in welcher die Lamellen relativ zahlreich sind. Die Feldspaths Substanz zwischen diesen Albitlamellen, welche die grösste Masse des Präparats beträgt, zeigt nun folgendes merkwürdige Verhalten: unmittelbar an die Albitlamellen stossend befindet sich beiderseits derselben ein Streifen ungefähr von der halben Breite der Albitlamellen selbst oder etwas mehr, welcher unter einem Winkel von ca. $+ 5^\circ$ bis 6° auslöscht. Die Grenze dieser Streifen gegen die Albitlamellen sind in der Regel recht scharf; nach der anderen Seite hin, gegen die übrige Feldspaths Substanz ist dagegen keine scharfe Grenze vorhanden, sondern es findet gegen diese ein ganz allmühlicher Uebergang statt, unter stetiger Zunahme der Auslöschungsschiefe, bis diese ungefähr in der Mite zwischen zwei Albitlamellen einen Werth von in der Regel um 12° , bisweilen noch etwas mehr, erreicht.

Ein Dünnschliff nach der Basis zeigt sich zwischen gekreuzten Nicols, wenn die Trace von $\infty R \infty$ den Nicolhauptsehnitten parallel ist, zum grössten Theile dunkel; beiderseits schmaler Spaltrisse nach $\infty R \infty$ finden sich aber kleine Fetzen, welche erst nach einer Drehung des Präparats nach rechts oder links um ca. 5° dunkel werden, welche demnach, wenn diese Beobachtung mit der Bestimmung der Auslöschungsschiefe im Schliffe nach $\infty R \infty$ combinirt wird, als Albit angesehen werden müssen. Die kleinen Albitpartien zeigen nur ausnahmsweise Zwillingstreifen nach dem Albitgesetz und wechseln kreuzweise mit Streifen von Feldspaths Substanz,

*) Mikrosk. Beschaff. d. Min. u. Gesteine, S. 466.

**) Tschermak's min. u. petrogr. Mitth. 1882, S. 195—200.

welche in der 45° -Stellung sich heller, als das übrige Präparat zeigte (s. Fig. 2 Taf. XXII). Diese Substanz geht in die, zwischen gekreuzten Nicols bei der 45° -Stellung und dünnem Schliff graue Feldspathsubstanz, welche die Hauptmasse des Präparats ausmacht, ganz allmählich ohne scharfe Grenzen über.

Combinirt man die Beobachtungen in den Dünnschliffen nach $\infty R \infty$ und OP , so ergibt sich, dass der Feldspath von Kleven hauptsächlich aus »Natronorthoklas« besteht (bis ca. $12\frac{1}{2}^\circ$ Auslöschungsschiefe in Schnitten nach $\infty R \infty$, parallele Auslöschung in basischen Schnitten) mit eingelagerten Lamellen von Albit und Kaliorthoklas (ca. 5° Auslöschung in Schnitten nach $\infty R \infty$, parallele Auslöschung in basischen Schnitten), welche letzteren Feldspäthe überall auf solche Weise zusammen auftreten, dass man in ihrer Verbreitung eine gegenseitige Abhängigkeit erkennen muss, indem neben den streifenförmigen, nach dem Orthopinakoid ein wenig ausgezogenen Lamellen des Albit sich immer auch der Kaliorthoklas vorfindet, und wie es scheint nur hier. Ferner ergibt sich aus den Beobachtungen eine gewisse Abhängigkeit in dem Auftreten dieser beiden Feldspäthe von gewöhnlich mit Einschlüssen erfüllten Spalten nach $\infty R \infty$, wie am besten aus Fig. 2 Taf. XXII hervorgeht; da andererseits der Kaliorthoklas deutlich durch alle Uebergänge mit dem »Natronorthoklas« verbunden ist, welcher die Hauptmasse dieses Feldspath ausmacht, so wäre es vielleicht nicht undenkbar, dass längs der einschlussführenden Spalten ein secundäres Zerfallen des Natronorthoklases in Kaliorthoklas und Albit stattgefunden habe.

Aehnliche Verhältnisse wie im Feldspath von Kleven konnten nun — nachdem die Aufmerksamkeit durch die ungewöhnlich klare, leicht fassbare Ausbildung derselben in diesem Feldspathe erweckt war — auch in den Feldspäthen von anderen Localitäten der Gegend von Fredriksvärn beobachtet werden; es war dabei namentlich von Interesse, die vollständig durchsichtigen »Natronorthoklase«, welche das Material der Analysen des Herrn Flink abgegeben hatten, zu prüfen. Der Feldspath von Udkiksö (Anal. II) zeigte in Schliffen nach $\infty R \infty$ ganz wie der Feldspath von Kleven im grössten Theile des Präparates Natronorthoklas mit einer Auslöschungsschiefe gegen die Trace von OP bis zu 12° ; dann aber auch Streifen und unregelmässig fetzenförmige, wenig scharf begrenzte Lamellen von Albit (19° Auslöschungsschiefe), beiderseits von Kaliorthoklas mit 5° bis 8° Auslöschungsschiefe umgeben, welcher allmählich in den Natronorthoklas ohne scharfe Grenzen übergeht. Die Albitstreifen, auch hier grösstentheils ungefähr parallel der Verticalaxe und dem Orthopinakoid angeordnet, sind bei dieser Varietät viel schmaler und spärlicher und machen nur einen geringen Theil des gesammten Präparates aus.

Besonders bemerkenswerth ist aber der Umstand, dass sich hier viel

deutlicher als an dem Feldspath von Kleven heweisen lässt, dass die Albitlamellen offenbar von der Verbreitung der Einschlüsse abhängig sind. Schliffe nach der Basis zeigen nämlich ziemlich zahlreiche sehr winzige Einschlüsse, welche nach der Richtung der Symmetrieebene kurze Striche bilden; beiderseits dieser Einschlüsse findet sich ganz auf dieselbe Weise, wie es in Fig. 2 Taf. XXII für den Feldspath von Kleven gezeichnet wurde, eine Ausbildung von Albitlamellen, nur viel winziger. Die Schliffe nach ∞P_{00} zeigen nun, dass die genannten Einschlüsse linealförmig nach der Verticalaxe und parallel der Symmetrieebene eingelagert sind. Sie bestehen aus verschiedenen Mineralien, die sich nur in wenigen Fällen bestimmen liessen, theils aus winzigsten schwarzen Linealen, theils aus Biotitlamellen, theils aus einem hellen, Diopsid-ähnlichen Pyroxen und Flussspath etc. Fig. 4 Taf. XXII zeigt einen derartigen Einschluss ca. 600mal vergrössert; es liess sich hier bestimmen, dass der Krystall in der Mitte der Zeichnung ein hell grünlich gefärbter Pyroxen (P) ist, begrenzt von Flächen der Verticalzone und der Basis, sowie einer steileren Fläche ($2P?$), mit einer Auslöschungsschiefe von ca. 35° etc. Die gestrichelten Theile F des Einschlusses sind schwach violett gefärbter Flussspath, bestimmt durch die starke Lichtbrechung, den isotropen Charakter und durch Ausbildung in Würfeln an anderen Stellen des Präparates. Ausserdem finden sich häufig Flüssigkeitseinschlüsse in unregelmässiger Vertheilung und oft in sehr bizarr verzweigten Formen*).

Beiderseits dieser Einschlüsse ist nun also die eigenthümliche Ausbildung der Albitlamellen etc. zu beobachten und ist grösstentheils an diese gebunden. In dem Feldspath von Udkiksö sieht man bei starker Vergrösserung (ca. 600 Mal) auch in der nächsten Umgebung der grösseren Albitlamellen ganz feine, regelmässiger Lamellen desselben Minerals, welche sich gleichsam an die grösseren anschmiegen. Endlich kann man an mehreren Stellen des Präparates beobachten, dass eine Ausbildung von Albitlamellen deutlich an Stellen, welche einer Aufberstung durch unregelmässiger verlaufende Spalten ausgesetzt gewesen sind, stattgefunden hat. Die Beschaffenheit dieser Albitlamellen mit ihren begleitenden Erscheinungen unterscheidet sich nicht von derjenigen der längs der Einschlüsse auftretenden; namentlich treten auch hier keine Zwillingslamellen nach dem Albitgesetze auf, ein Verhältniss, wodurch sich diese Feldspäthe der Gänge von Fredriksvärn sofort von den Mikroperthiten der Gänge des Langesundfjords unterscheiden. Lamellen von Kalifeldspath neben den Albitlamellen scheinen häufig zu fehlen.

Auch der durchsichtige Feldspath von Bäckelökken zeigt, obwohl wenig ausgebildet, analoge Erscheinungen. Zu bemerken ist, dass in allen

*), Ausser parallel der Symmetrieebene finden sich auch parallel der Basis die genannten Einschlüsse eingelagert.

diesen Feldspäthen der »Natronorthoklas« mit einer Auslöschungsschiefe von ca. 44° — 42° gegen die Trace von OP in Schnitten nach $\infty R\infty$ so sehr vorherrscht, dass das Analysenresultat im Wesentlichen von diesem bestimmt sein muss, um so mehr, als Albit und Kaliorthoklas ungefähr in einem solchen Mengenverhältnisse auftreten, dass ihre Durchschnittszusammensetzung derjenigen des Natronorthoklasses ungefähr entsprechen muss. In dem Feldspath von Bäckelökken ist in grossen Theilen der Schlitte fast reiner Natronorthoklas vorhanden, doch in verwaschenen Streifen mit etwas ungleicher Auslöschungsschiefe in Schliffen nach $\infty R\infty$.

Aehnliche Beobachtungen, wie die oben namentlich von dem Feldspath von Kleven beschriebenen, wurden auch von J. H. Kloos an farbenschillerndem Feldspath von »Fredriksvärn« (ohne nähere Angabe) mitgetheilt (l. c. S. 112); seine Beobachtungen stimmen in mehreren Beziehungen mit meinen überein, insofern, als auch er als Hauptbestandtheil jenes Feldspathes einen »Natronorthoklas« mit relativ unbedeutenden Einlagerungen von Albitlamellen vorgefunden hat; da meine Beobachtungen zum Theil aber auch nicht unwesentlich verschieden sind (namentlich insofern, als Kloos in Schliffen nach OP keine Albitsubstanz beobachten konnte, und auch betreffs der Grösse der Auslöschung in $\infty R\infty$, ferner betreffs des Fehlens der Kaliorthoklassubstanz *) in Kloos' Schliffen etc.), so schien es mir nicht überflüssig, auch obenstehende, schon vor mehreren Jahren gemachte Beobachtungen zu publiciren, um so mehr, da ich nicht nur ein einzelnes Vorkommen, sondern ein sehr reichliches Material von vielen verschiedenen Vorkommnissen benutzen konnte.

Als Gesamteresultat der Beobachtungen über die Auslöschungsschiefe in dem reinsten Natronorthoklas von mehreren Vorkommnissen der Gegend von Fredriksvärn ergibt sich ein Winkel von in der Regel $44\frac{1}{2}^{\circ}$ — 42° in Schliffen nach $\infty R\infty$ gegen die Trace von OP .

J. H. Kloos beschrieb auch von Barkevik am Langesundfjord, nach Untersuchungen von Dünnschliffen aus Proben, welche O. Lang mitgebracht hatte, einen angeblich sehr reinen »Natronorthoklas« mit Auslöschungsschiefen auf $\infty R\infty$ von $44^{\circ} 20'$ im Mittel von Werthen, die zwischen $40^{\circ} 30'$ und 42° schwankten. Der Werth $44\frac{1}{2}^{\circ}$ — 42° des Auslöschungswinkels auf $\infty R\infty$ kann deshalb gewiss als der vorherrschende der scheinbar monosymmetrischen »Natronorthoklas« unserer Gänge betrachtet werden; auch Des Cloizeaux' letztere Angabe $44^{\circ} 58'$ stimmt damit genau **).

Die Partien der Dünnschliffe, welche diesen Auslöschungswinkel ca. 42° auf $\infty R\infty$ geben, entsprechen deshalb wahrscheinlich der chemischen

*) Des Cloizeaux scheint umgekehrt zwar neben dem Natronorthoklas Kaliorthoklas beobachtet zu haben, dagegen nicht Albit (Ann. d. chim. et d. phys. 1876 (Sep.) S. 48).

**) Seine frühere Angabe $40^{\circ} 25'$ war nur wenig niedriger.

Zusammensetzung des »Natronorthoklases« unserer Gänge $2[K_2Al_2Si_6O_{16}] \cdot 3[Na_2Al_2Si_6O_{16}]$; theoretisch sollte man nach dieser Zusammensetzung einen Winkel von etwas über 43° erwarten. Partien, die kleinere Auslöschungswinkel als 42° auf $\infty R\infty$ zeigen, entsprechen ohne Zweifel einer kalireicheren Mischung, als es die vorherrschende ist.

Wenn wir vorläufig von den Verhältnissen des Feldspath vom Gomsö-Wege absehen, so scheint es mir für die übrigen oben beschriebenen Vorkommnisse von »Natronorthoklas« aus den »Fredriksvärner Gängen« wahrscheinlich, dass die durch mikroskopische Untersuchung in denselben beobachteten, spärlich auftretenden, der Verticalaxe (dem Orthopinakoid) parallel orientirten Fetzen, Streifen und Lamellen von Albit, welche fast immer auch mit dem Auftreten eines Feldspathes von den Eigenschaften des Kaliorthoklases verbunden sind, mit diesem letzteren zusammen durch eine Spaltung des ursprünglich auskrystallisirten »Natronorthoklases« secundär gebildet sind. Wie diese Spaltung stattgefunden hat, ob durch molekulare Umlagerung oder durch die Vermittelung von Lösungen, ist nicht leicht sicher zu entscheiden. Die letztere Annahme scheint mir aber aus Untersuchungen über die muthmasslich secundäre unvollkommene Theilbarkeit nach dem Orthopinakoid, welche regelmässig von einem etwas reichlicheren Auftreten der genannten Albit-Kaliorthoklasfetzen begleitet ist, wahrscheinlich.

Nicht secundär, sondern ursprünglich ist dagegen nach meiner Ansicht die äusserst feine mikroperthitische Verwachsung von Albit und normalem Kaliorthoklas im Feldspath vom Gomsö-Wege; diese primäre mikroperthitische Verwachsung unterscheidet sich in mehreren Beziehungen wesentlich von der soeben als secundär angenommenen, in erster Linie auch durch die verschiedene Lage der Verwachsungsebene selbst, welche bei dem Feldspath vom Gomsö-Wege (wie auch bei allen unten zu beschreibenden Mikroperthiten aus den Gängen der Gegend des Langesundfjords) einem steilen Orthodoma, wahrscheinlich ungefähr $8P\infty$, parallel ist, während die Verwachsungsebene bei den secundären mikroperthitischen Verwachsungen das Orthopinakoid ist.

Die Verhältnisse des Mikroperthit vom Gomsö-Wege scheinen mir nun über die »Natronorthoklassubstanz« selbst in den Feldspathen der Fredriksvärner Gänge Licht zu verbreiten und die Annahme wahrscheinlich zu machen, dass diese selbst — jedenfalls an diesen norwegischen Vorkommnissen — als eine äusserst feine, nicht einmal bei der stärksten Vergrösserung erkennbare, kryptoperthitische Verwachsung von Kaliorthoklas und Albit erklärt werden könne.

Es spricht hierfür, wie mir scheint, erstens der Umstand, dass die als monosymmetrisch erscheinende »Natronorthoklassubstanz« sich optisch genau so verhält, wie die nur bei starker Vergrösserung als mikroperthitisch

erkennbare Substanz des Feldspath vom Gomsö-Wege bei schwacher Vergrößerung sich verhält, indem im letzten Falle auch dieser sicher mikroperthitische Feldspath in basischen Schliffen einheitlich monosymmetrisch, in Schliffen nach $\infty P\infty$ ebenfalls scheinbar homogen unter einem Winkel von ca. 12° , wie die »Natronorthoklasssubstanz«, auslöscht. Schon Rosenbusch erwähnt Mikr. Phys. I. 316, dass die schillernden Orthoklase von Fredriksvårn Albitlamellen von solcher Zartheit enthalten, dass dieselben erst bei starker Vergrößerung erkannt werden können, und bemerkt, dass diese submikroskopischen Albitlamellen bei solchen Feldspäthen möglicherweise die grössere Auslöschungsschiefe auf M , welche nahezu das Mittel der entsprechenden Werthe für Orthoklas und Albit ist, erklären. eine Auffassung, welche sich durch meine obenstehenden Beobachtungen als sehr wahrscheinlich herausstellt. Dass die Auslöschungswinkel sowohl auf OP als auf $\infty P\infty$ für die scheinbar homogenen Natronorthoklase die gleichen sind, wie für den nachweislich mikroperthitisch zusammengesetzten Feldspath vom Gomsö-Wege, wenn dieser bei schwacher Vergrößerung betrachtet wird, — dass ferner bei diesem letzteren Feldspathe in einem und demselben Individuum theils äusserst fein lamellirte mikroperthitische, theils scheinbar homogene monosymmetrische Substanz auftritt. — ferner die chemische Identität und die Gleichartigkeit des Vorkommens der scheinbar homogenen monosymmetrischen und der nachweislich mikroperthitischen Feldspäthe unserer Gänge. — endlich unten näher zu besprechende Beobachtungen über den Farbenschiller und die bisweilen auftretende (secundäre) Theilbarkeit nach einem Orthodoma $\{801\}8P\infty$. — alle diese Verhältnisse und noch andere theoretische Betrachtungen scheinen mir sehr dafür zu sprechen, dass die scheinbar homogene, monosymmetrische »Natronorthoklasssubstanz« in der That an diesen norwegischen Vorkommnissen durchweg als ein Kryptoperthit aufzufassen ist. Ob sich auch ein absolut zwingender Beweis für diese Auffassung nicht liefern lässt, so findet sich andererseits auch kein einziger Umstand, welcher dieselbe ausschliesst oder ihr bestimmt widerspricht: in den Präparaten des Feldspath vom Gomsö-Wege sieht man selbst bei sehr starker Vergrößerung Stellen, wo die Lamellen nicht mehr deutlich sichtbar sind, obwohl man auch hier ihr Vorhandensein nicht wohl bezweifeln kann, die sich also gewiss wie ein Kryptoperthit verhalten: es liegt dann um so näher, andere Stellen desselben Individuums, welche auch in grösserer Ausdehnung keine Lamellen zeigen, als einen Kryptoperthit anzusehen, welche Auffassung dann, der innigen Verwandtschaft wegen, auf sämtliche als Natronorthoklase sich verhaltende Feldspäthe der Fredriksvårner Gänge ausgedehnt werden muss.

Für mich persönlich spricht zu Gunsten dieser Erklärung bestimmt die generelle Auffassung, die ich von den Begriffen Homöomorphie und Morphotropie habe; für mich bilden die Feldspäthe dieser Auffassung gemäss

mehrere morphotrope Reihen, welche hauptsächlich als die Reihe der Plagioklase und die eigentlich zuerst von mir angedeutete Reihe der Anorthoklase (obwohl dieser letztere Namen von Rosenbusch berührt) bezeichnet werden können; die übrigen Reihen der Baryterde etc. enthaltenden Feldspäthe spielen keine Rolle und können hier vernachlässigt werden. Innerhalb dieser morphotropen Reihen betrachte ich den Kalifeldspath, den Natronfeldspath (Albit) und den Kalkfeldspath (Anorthit) als homöomorphe Glieder, welche in den genannten Reihen homöomorphe Mischungen bilden. Dimorphismen erkenne ich aber innerhalb dieser Reihen, deren Glieder alle geometrisch so nahe verwandt sind, nicht an, da dies bestimmt gegen die allgemeine Erfahrung von allen anderen bekannten morphotropen Reihen natürlicher oder künstlich dargestellter Substanzen sprechen würde. Da nun aber das Kalisilicat $K_2Al_2Si_6O_{16}$ als Mikroklin mit Sicherheit als asymmetrisch betrachtet werden muss, scheint die zuerst von Michel-Lévy gegebene, später von Mallard, Rosenbusch, Groth, mir und Anderen anerkannte Erklärung des Orthoklases als ein kryptolamellarer Mikroklin mir allein möglich, eine Erklärung, deren Möglichkeit nicht bestritten werden kann und welche um so mehr berechtigt erscheint, als eben die Beobachtungen am Mikroklin selbst in manchen Beziehungen sehr dazu geeignet sind, diese Auffassung zu stützen, indem theils das Studium guter Präparate gleichsam den Uebergang zwischen einem mikrolamellaren, deutlich asymmetrischen Mikroklin und einem kryptolamellaren, pseudomonosymmetrischen Orthoklas erkennen lässt*), theils namentlich auch das specifische Gewicht und die Cohäsionsverhältnisse beim Mikroklin und Orthoklas dieselben sind, was bei dimorphen Substanzen kaum denkbar wäre. Wenn aber diese Erklärung den Kaliorthoklas als mit dem asymmetrischen Mikroklin identisch und nicht dimorph betrachtet, so muss eine analoge Auffassung auch für den Natronorthoklas gelten. Auch dieser muss dann ein kryptolamellarer asymmetrischer Feldspath sein. Da der sogenannte Natronorthoklas aber immer sehr beträchtliche Mengen des Kalifeldspathsilicates enthält, so liegen hier zwei Möglichkeiten vor:

1) entweder kann der pseudomonosymmetrische Charakter, wie beim Mikroklin, durch eine kryptolamellare Verwachsung von, nach dem Albitgesetze verzwillingten Lamellen eines homogenen asymmetrischen Kalinatronfeldspathes, eines Natronmikroklins (Anorthoklases) also, verursacht sein,

oder 2) derselbe ist durch eine kryptoperthitische Verwachsung von zwei verschiedenen Feldspäthen, Kalifeldspath und Albit, zu erklären. Beide Arten von Verwachsungen dürften vielleicht auch optisch nicht verschiedene Verhältnisse geben, und es scheint nicht undenkbar, dass zwi-

*) Einige gute Beispiele auch von unseren Gängen sollen unten erwähnt werden.

über dieser beiden Ausbildungsweisen keine scharfen Grenzen statuieren brauchen, indem selbst die perthitische Verwachsung vielleicht bis zu molekularen Dimensionen verstreichen könnte. Ein Gedanke, welchen schon Rosenbusch ausgesprochen hat¹⁾. Der letztere Fall, eine Ausbildung in Kristallgestalten, wäre also durch die sogenannten Natriumorthoklasen von Fredriksvärn repräsentirt. Der erstere Fall, eine Ausbildung in mikrolamellaren Anorthoklasen, scheint mir vielmehr durch die von Förstner beschriebenen «Natriumorthoklasen» von Pantelleria²⁾ repräsentirt. Die Versuche Förstner's³⁾ an leinen er durch Temperaturveränderungen Uebergänge von Natriumorthoklas in Anorthoklas und umgekehrt herstellenden konnte ich eben nur dann keineswegs, wie Förstner meint, zu beweisen, dass die frühere Gröth'sche Auffassung der Feldspathgruppe richtig sei, vielmehr scheinen mir die interessanten Versuche, welche v. v. 1884 etc. erwähnt und abgebildet sind, nur darzulegen, dass bei den genannten Feldspathen sehr leicht eine molekulare Umagerung stattfinden muss, indem bald nur kryptolamellare, bald mikrolamellare Verwachsungen mit leicht veränderter Grösse und Verbreitung der lamellaren Partien, je nach der wechselnden Temperatur resultiren, ein Verhältniss, das ja bei manchen sogenannten mimetischen Mineralien schon sehr wohl bekannt ist. —

Der Natriumorthoklas von den Gängen des Fredriksvärn-Typus besitzt bekanntlich recht häufig einen schönen Farbenschiller auf einer Fläche der Zone 001 OP, 100 ∞ PO: nach diesem Farbenschiller wurde er mit verschiedenen Namen benannt wie: labradorischer Feldspath (Schumacher), labradorisirender Feldspath (E. Reusch etc.), Orthose opalisant (Des Cloizeaux etc.).

Schon Schumacher gab an, dass die Farbe des Schillers sehr verschieden sein kann: er erwähnt: «licht und dunkel himmelblau, berlinerblau, weissbläulich, weissgrau, silberweiss, seladon- ins grasgrüne übergehend, citronengelb, orangegelb, braungelb, messinggelb, kupferroth, nickelroth, dem fleischfarbenen nahekommend». Des Cloizeaux untersuchte diesen «Orthose opalisant» von Fredriksvärn optisch, und bald nachher wurde derselbe mit anderen farbenschillernden Orthoklasen in Bezug

¹⁾ Er bemerkt an der oben angeführten Stelle: «Es dürften auf diese Weise vielleicht alle denkbaren Uebergänge von mikroskopischer lamellarer Verwachsung bis zu geradezu isomorpher Mischung vorkommen.»

Nachdem das Obenstehende schon geschrieben war, hat auch v. Chrustschoff (Fischer's Mitth. u. petr. Mitth. 1888, 9, 521) in Mikroperthit aus «Perthitophyr» von Komonoi Brud bei Kiew alle Uebergänge zwischen Mikroperthit und scheinbar einheitlichem Feldspath beobachtet.

²⁾ H. Förstner. Ueber künstliche physikalische Veränderungen der Feldspäthe Pantelleria, diese Zeitschr. 9, 333—352.

auf den Farbenschiller selbst genau untersucht von E. Reusch (1863). Durch Reusch's Untersuchung wurde Folgendes bewiesen: »Der katoptrische Schiller des Adulars (etc.) weist auf einen äusserst feinen, die ganze Masse mehr oder weniger gleichförmig durchziehenden Blätterbruch; derselben Orientirung dieses Blätterbruches können verschiedene Schillerfarben entsprechen. Die einzelnen Elemente des inneren Blätterbruches scheinen von verschwindender Kleinheit zu sein. Die Farbe des katoptrischen Schillers ist höchstwahrscheinlich eine Farbe dünner Blättchen von jedenfalls niederer Ordnung und entspricht der Dicke der Absonderungen senkrecht zum Blätterbruche gemessen.«

Was die Fläche des Lichtscheines betrifft, so bestimmte Reusch ihre Lage am Feldspath von Fredriksvärn als senkrecht zur Symmetrieebene und mit der Basis ungefähr einen Winkel von 74° bildend; bei schillerndem Adular vom Zillerthal wurde derselbe Winkel zu genau $74^{\circ} 18'$, beim Mondstein von Ceylon zu $73^{\circ} 54'$ bestimmt. Reusch machte selbst auf die nahe Uebereinstimmung dieser Zahlen mit dem angeblichen Winkel $73^{\circ} 40'$, welchen beim sogenannten Murchisonit die basische Spaltbarkeit mit einer für den Murchisonit charakteristischen zweiten Spaltbarkeit der Zone $OP : \infty P_{\infty}$ bilden sollte, aufmerksam.

Rosenbusch erwähnt (Mikr. Phys. 2, 62) den Lichtschein des im Augitsyenitgestein auftretenden Natronorthoklases in folgenden Worten: »Diese Verwachsung (von Albit und Orthoklas) kann eine derart mikroskopische werden, dass förmliche Uebergänge von mechanischer zu molekularer Mischung sich entwickeln. Derartig ausgebildete Feldspathe, wie sie zumal schön in den südnorwegischen Augitsyeniten vorkommen, zeigen in reflectirtem Lichte auf der Fläche k oder naheliegenden Flächen einen herrlichen blauen Lichtschein.« Und im ersten Theile seines Werkes (S. 546) sagt er: »Endlich erreichen diese Albitlamellen solche Zartheit, dass man erst bei sehr starken Vergrößerungen dieselben als solche erkennt; dann sind die Orthoklase, die sie beherbergen, bisweilen mit einem vorzüglich deutlichen blauen Lichtscheine auf dem Orthopinakoid und diesem naheliegenden Flächen ausgestattet, wie manche Adulare, der Mondstein von Ceylon*) und die schillernden Orthoklase von Fredriksvärn.«

Rosenbusch hat also hier, wie ich es für richtig halte, zuerst den

*) Wenn in Malaguti's Analysen von sogenanntem »Mondstein« von Ceylon und in Phillip's Analyse des Murchisonit von Dawlisch die Bestimmung der Alkalien wirklich bedeuten sollte, dass kein Natron vorhanden wäre, so würde dies nicht allgemeine Gültigkeit haben; dies ist aber nicht der Fall, da die erwähnten Analysen zu einer Zeit ausgeführt wurden, als Natron und Kali noch nicht besonders bestimmt wurden.

doma oder dem Orthopinakoid. In der Regel zeigen sie jedoch eine sehr unvollkommene Theilbarkeit nach einer derartigen Fläche, von einem eigenthümlichen Fettglanze auf derselben begleitet, wie z. B. der Feldspath vom Gomsö-Wege etc.

Wenn ein nennenswerther oder auffallender Farbenschiller vorhanden ist, findet man denselben regelmässig auch von einer theils ziemlich vollkommenen, theils nicht allzu unvollkommenen Theilbarkeit begleitet; selbst an einem und demselben Vorkommen (wie z. B. am Vorkommen bei Bäckelöcken in der Nähe von Fredriksvärn) kann man beobachten, dass der gewöhnliche dunkelgraue Feldspath zum Theil ohne Theilbarkeit und ohne Farbenschiller ist, während stellenweise Partien von hellerem bis farblosem Feldspath mit hellblauem Farbenschiller und mit einer recht vollkommenen Theilbarkeit nach dem Orthopinakoid vorkamen.

Die genannte Theilbarkeit zeigte bei näherer Untersuchung keine constante Lage.

1) Bei einigen Vorkommnissen — so viel ich beobachtet habe, alle mit blauem Farbenschiller — ist diese Theilbarkeit dem Orthopinakoid selbst parallel. So mass ich an einem ausgezeichneten Spaltstücke von durchsichtigem Feldspath mit sehr hellblauem Lichtscheine den Winkel der Basis gegen die genannte Theilbarkeit zu genau $63^{\circ} 58'$; dieses Spaltstück stammte aus dem alten Vorkommen Udkiksö bei Fredriksvärn. Ebenso verhielten sich gemessene Spaltstücke eines durchsichtigen Feldspathes von Bäckelöcken bei Fredriksvärn, ebenfalls mit blauem Farbenschiller, und von einer unbekannten Localität bei Fredriksvärn aus der Weibyeschen Sammlung, ebenso farblos durchsichtig und als »Mondstein« etikettirt, aber mit einem fast weissen (ganz schwach gelblichblauen) Lichtscheine.

Die Theilfläche $\{400\}\infty P\infty$ zeigt in allen diesen Fällen eine Neigung zu faseriger Beschaffenheit, wobei die Faserung parallel der Verticalaxe geht. Der Glanz ist häufig seidenartig, und die Theilbarkeit in der Regel weniger vollkommen. In allen beobachteten Fällen ist die Fläche des Farbenschillers, wie schon von E. Reusch genau bestimmt, nicht parallel der orthopinakoidalen Theilbarkeit, sondern parallel einer Fläche, welche einem steilen Orthodoma entspricht und mit dem Orthopinakoid einen Winkel von ungefähr 8° — 9° bildet.

2) Bei einer Anzahl anderer Vorkommnisse zeigte der Kryptoperthit unserer Gänge eine oft sehr ebene und vollkommene Theilbarkeit, welche wie bei dem Murchisonit einem steilen Orthodoma entspricht. Schon Brooke hat (Br. and Mill. Min. London 1852, S. 368) »Murchisonit« von Fredriksvärn (und von Ceylon, moonstone) erwähnt, spätere Verfasser aber haben dies übersehen, und z. B. Des Cloizeaux bemerkt ausdrück-

ich, dass er die Murchisonitspaltbarkeit nicht am Feldspath von Fredrikstern beobachtet hat.

Ein prachtvolles Vorkommen dieser Art stammt aus einem in den letzten Jahren aufgeschlossenen Gänge bei Ula, an der Küste mitten zwischen Sandfjord und Laurvik: dieser graue, theilweise gut durchscheinende Feldspath liess sich ausser nach $\{001\}OP$ und $\{010\}OO\&OO$ auch nach einem steilen Orthodoma sehr leicht spalten und gab dabei ganz vollkommen messbare Spaltstücke. Diese zeigen selbst in einem und demselben Stücke an der orthodomatischen Spaltfläche zum Theil abweichend gefärbten Lichtschiller: gewöhnlich ist derselbe prächtig himmelblau, stellenweise aber ebenso prächtig grünlichgelb, messingfarbig. In beiden Fällen ist der Glanz fast metallisch. An ausgesuchten, genau messbaren Spaltstücken mass ich am Reflexionsgoniometer:

	Spaltstück mit himmelblauem Schiller	Spaltstück mit messingfarb. Schiller:	Berechnet:
$001 : \bar{8}01 =$	$72^{\circ} 01'$	$72^{\circ} 1'$	$72^{\circ} 24'$

Aus diesen Messungen ergibt sich erstens, dass die Farbe des Schillers unabhängig von der Lage der schillernden Fläche ist, wie schon E. Reusch nach seinen Untersuchungen angenommen hatte; zweitens, dass das steile positive Orthodoma des Feldspath von Ula sehr genau mit $\{\bar{8}04\}8P\infty$ übereinstimmt. Frühere Verfasser haben, wie aus der obenstehenden Zusammenstellung ersichtlich, entweder $7P\infty$ Des Cloizeaux etc.) oder $1\frac{1}{2}P\infty$ (Whitmann Gross) als die Ebene der orthodomatischen Theilbarkeit des Murchisonit angenommen. Wahrscheinlich sind jedoch die früheren Messungen des genannten Winkels des Materiales wegen unvollkommen gewesen, was z. B. Whitmann Gross selbst angiebt, und es scheint mir deshalb nicht unwahrscheinlich, dass genauere Messungen der älteren Vorkommnisse des Murchisonit, ebenso wie an dem jetzt erwähnten norwegischen, als Zeichen der orthodomatischen Theilbarkeit $8P\infty$, anstatt der früher angenommenen Formen $7P\infty$ und $1\frac{1}{2}P\infty$ ergeben dürften.

Ich finde dies dadurch bestätigt, dass ich auch an einem zweiten schönen Vorkommen eines weissen Murchisonit von einem mir unbekannten Gänge auf Arö ebenso einen mit $8P\infty$ nahe übereinstimmenden Winkel $001 : \bar{8}01 = 72^{\circ} 8'$ beobachtete. Bei diesem Murchisonit, wovon ich leider nur ein kleines Scherbchen erhalten habe, ist die Theilbarkeit nach dem Orthodoma $8P\infty$ ganz vollkommen und mit einem intensiven gelblichrothen bis fast kupferrothen Farbenschiller versehen.

Da es mir von Interesse schien, die Mikrostruktur dieser Murchisonite mit derjenigen der gewöhnlichen Kryptoperthite unserer Gänge zu vergleichen, wurde dieselbe in genau orientirten Dünnschliffen studirt.

Der Murchisonit von Ula zeigte sich in Dünnschliffen nach der

Basis vollkommen einheitlich monosymmetrisch mit paralleler Auslöschung; ausser den Spaltungsrissen nach $\{010\}\infty P\infty$ waren auch Spalten nach dem steilen Orthodoma sichtbar. In Schliffen nach $\{010\}\infty P\infty$ waren ebenfalls zwei Spaltbarkeitsrichtungen vorhanden; gegen die vollkommenste, nach der Basis, wurde der Auslöschungswinkel sehr genau (durch Gypsblättchen) zu $44^{\circ}38'$ bestimmt. Auch diese Schliffe zeigten sich, was die Feldspathsubstanz betrifft, absolut homogen selbst bei den stärksten Vergrößerungen; von fremden Einschlüssen waren sowohl in den basischen als in den klinopinakoidalen Schliffen zahlreiche dünne schwarze Tafeln oder Lineale, sowie spärlicher sehr dünne Glimmerblättchen vorhanden. Diese fremden Interpositionen zeigten sich nach Beobachtungen in Schliffen nach $\infty P\infty$ und $0P$ genau orientirt in folgenden Richtungen:

- 1) Parallel $\{010\}\infty P\infty$,
- 2) parallel $\{100\}\infty P\infty$,
- 3) parallel $\{001\}0P$,
- 4) parallel $\{\bar{9}01\}9P\infty(?)$.

Diese Interpositionen bildeten in Schliffen nach $\infty P\infty$ mit der Spaltbarkeitstrace nach $0P$ einen Winkel von 74° ; $9P\infty$ erfordert $74^{\circ}6'$; der Winkel schien jedenfalls kleiner als $72^{\circ}2\frac{1}{2}'$, was der oben erwähnten Bestimmung der Verwachsungsfläche unserer Mikroperthite und der Theilbarkeit der Murchisonite als $\{804\}8P\infty$ entsprechen würde. Da aber natürlich die Methode der Messung unter dem Mikroskope nicht sehr scharf ist, scheint es immerhin möglich, dass auch diese Orientierungsfläche der Interpositionen parallel $8P\infty$ ist.

- 5) Parallel $\{\bar{1}\bar{1}.0.10\}\frac{1}{2}P\infty(?)$.

Diese Interpositionen bildeten mit den Spaltbarkeitstracen nach $0P$ in Schliffen nach $\infty P\infty$ einen Winkel von ca. 55° ; $\{\bar{1}\bar{1}.0.10\}\frac{1}{2}P\infty$ erfordert $54^{\circ}33'$. Diese Bestimmung ist natürlich ebenfalls fraglich.

- 6) Parallel $\{\bar{2}03\}\frac{1}{2}P\infty$.

Diese Interpositionen bildeten mit den genannten Spaltbarkeitstracen einen Winkel von ca. 34° ; $\{\bar{2}03\}\frac{1}{2}P\infty$ erfordert $33^{\circ}48'$.

- 7) Parallel $\{\bar{1}03\}\frac{1}{2}P\infty$.

Diese Interpositionen bildeten mit denselben Spaltbarkeitstracen einen Winkel von ca. 47° ; $\{\bar{1}03\}\frac{1}{2}P\infty$ erfordert $46^{\circ}6'$.

- 8) Parallel $\{102\}—\frac{1}{2}P\infty$.

Diese Interpositionen bildeten mit den basischen Spaltbarkeitstracen nach vorn einen Winkel von $47\frac{1}{2}^{\circ}$; $\{102\}—\frac{1}{2}P\infty$ erfordert $47^{\circ}44'$. Dieses Doma ist fast genau senkrecht zum Doma $\{\bar{8}04\}8P\infty$, indem es mit demselben einen Winkel von $89^{\circ}46\frac{1}{2}'$ bildet.

In Dünnschliffen nach $\infty P\infty$ liegen Interpositionen aller dieser Richtungen durcheinander, zum Theil in ziemlicher Menge, sodass sie stellenweise ein Netzwerk bilden; sie sind jedoch so äusserst dünn, dass sie

trotzdem keine bedeutende chemische Verunreinigung zu veranlassen scheinen.

Da der Auslöschungswinkel dieses Murchisonit auf $\infty R\infty$ nicht weniger als $44^{\circ}38'$ beträgt, müsste derselbe einer an Albit (und vielleicht Plagioklas) ungewöhnlich reichen kryptoperthitischen Mischung entsprechen; der Auslöschungswinkel $44^{\circ}38'$ würde, wenn Albit allein in der kryptoperthitischen Verwachsung mit dem Orthoklas theilnimmt, einem Verhältnisse 4 Orthoklas zu 2 Albit entsprechen. Auch das ungewöhnlich hohe spezifische Gewicht bestätigt diese Annahme; es wurde nämlich in verschiedenen Proben zu 2,602—2,598 bestimmt.

Es schien mir unter diesen Umständen sehr wünschenswerth, durch eine chemische Untersuchung dieses interessanten Feldspathes zu prüfen, ob die gemachte Annahme über die Zusammensetzung sich dabei bestätigen würde; Herr Professor O. Widman in Upsala war auch so freundlich, in seinem Laboratorium von zwei Schülern: Herrn A. Stenberg und Herrn H. Hedström, die unten angeführten Analysen VIII und IX ausführen zu lassen.

	VIII.	IX.
	(Stenberg):	(Hedström):
SiO_2	65,08	64,96
Al_2O_3	48,04	49,32
Fe_2O_3	4,84	0,98
CaO	4,38	4,49
Na_2O	7,48	7,26
K_2O	5,32	5,84
Glühverlust	0,54	0,29
	<u>99,65</u>	<u>99,84</u>

Werden aus diesen beiden Analysen folgende Zahlen benutzt:

	Quotientenzahlen:	
SiO_2	65,08	1,0847
Al_2O_3	49,32	0,1883
CaO	4,49	0,0213
Na_2O	7,48	0,1207
K_2O	5,32	0,0565

so erhalten wir:

CaO	0,0213	K_2O	0,0565	Na_2O	0,1207
Al_2O_3	0,0213	Al_2O_3	0,0565	Al_2O_3	0,4207 [— 0,0402 = 4,03 % zu wenig]
$2SiO_2$	$\frac{0,0426}{0,0852}$	$6SiO_2$	$\frac{0,3390}{0,4520}$	SiO_2	$\frac{0,7242}{0,9756}$ [— 0,0214 = 4,26 % zu wenig gefunden]
$CaAl_2Si_2O_8$		$K_2Al_2Si_6O_{16}$		$Na_2Al_2Si_6O_{16}$	

Erinnern wir uns, dass der Auslöschungswinkel im Brachypinakoid des Anorthit gegen die Kante $[(001):(010)] = 36^\circ$, beim reinen Albit $+19\frac{1}{2}^\circ$ beträgt, so ist offenbar, dass die Wirkung der Beimischung von 1 *An* diejenige von 2 *Al* auf den Auslöschungswinkel gegen die Kante $[(001):(010)]$ aufheben muss; $0,0852 \text{ An} + 0,9756 \text{ Al}$ entsprechen demnach $(0,9756 \text{ Al} - 0,4604 \text{ An}) = 0,8152 \text{ Al}$; das Verhältniss zwischen *Or* und *Al* wird dann $= 1 : 1,8$, entsprechend einem Auslöschungswinkel von $44^\circ 20'$ oder fast genau das Verhältniss, was schon a priori aus dem Auslöschungswinkel berechnet war.

Der Murchisonit von Ula ist demnach ein Kryptoperthit, bestehend aus 4 Theil Orthoklas und ungefähr 2 Theilen Plagioklas von einer Zusammensetzung (4 *An*. 14,5 *Al*).

Wie die Analysen zeigen, macht die Verunreinigung durch die dunklen Interpositionen ungefähr 4,5 % aus; es ist ferner, nach den Analysen zu urtheilen, nicht unwahrscheinlich, dass dieselben aus Goethit bestehen. Ein Theil des Glühverlustes bezieht sich wahrscheinlich auf die zum Theil zahlreichen Flüssigkeitseinschlüsse.

Der Murchisonit von Arö (?) zeigte sich in einem Schliffe nach der Basis sehr homogen mit feinen Spaltungsrissen sowohl nach $\infty P\infty$ als nach $8P\infty$; längs den letzteren erschien eine Andeutung von anfangender Zersetzung. Eine ganz feine unregelmässige Spalte war mit später abgesetztem orientirtem Mikroperthit (von Mikroklin mit Gitterstructur und Albit) ausgefüllt. Parallele Auslöschung.

Ein Schliff nach $\infty P\infty$ zeigte Spaltungstracen nach $0P$ und $8P\infty$. Die Substanz erwies sich auch in diesem Schliffe zum grössten Theile homogen. Doch gingen schräg über das Gesichtsfeld mehrere Bänder mit abweichender Structur; diese bildeten mit den Tracen der basischen Spaltbarkeit einen nicht genau messbaren Winkel, ihre Richtung entspricht indessen jedenfalls ungefähr dem oben genannten Orthodoma $\{102\} - \frac{1}{2}P\infty$. Innerhalb dieser Bänder, von welchen eines in der Taf. XXII Fig. 5 dargestellt ist, finden sich eine grössere oder kleinere Anzahl mikroperthitisch struierter, paralleler Streifen, deren Längsrichtung im Ganzen gewöhnlich den Spaltbarkeitstracen nach $8P\infty$ parallel ist; nur wo dieselben sehr breit sind, sieht es anders aus. Die einzelnen Streifen bestehen, nach den Auslöschungswinkeln zu urtheilen, aus Kaliorthoklas und Albit. In der Figur ist der Kaliorthoklas in Dunkelstellung und schwarz gezeichnet. Gewöhnlich streicht eine breitere Albitlamelle schräg und ungefähr dem Orthopinakoid parallel durch die Streifen, beiderseits von Kaliorthoklas umgeben. Im breitesten Streifen (links in der Figur) ist eine ganze Anzahl, durch Kaliorthoklas getrennter, Albitlamellen, grösstentheils dem Orthodoma $8P\infty$ parallel. Die äusseren Theile der Streifen sind Kaliorthoklas. Die Grenzen zwischen den Albit- und Kaliorthoklaslamellen, ebenso wie die Grenzen zwischen

1. The purpose of this document is to provide information regarding the activities of the [redacted] in the [redacted] area. This information is being provided to you for your information only and is not to be used for any other purpose.

2. The [redacted] has been observed in the [redacted] area on several occasions. It is believed that the [redacted] is engaged in activities that are contrary to the interests of the United States.

3. It is recommended that you remain alert and watch for any further activities of the [redacted] in the [redacted] area. If you observe any such activities, please report them to the appropriate authorities.

4. This document contains information that is classified as SECRET. It is to be handled and stored in accordance with the applicable security regulations.

5. The [redacted] has been observed in the [redacted] area on several occasions. It is believed that the [redacted] is engaged in activities that are contrary to the interests of the United States.

6. It is recommended that you remain alert and watch for any further activities of the [redacted] in the [redacted] area. If you observe any such activities, please report them to the appropriate authorities.

7. This document contains information that is classified as SECRET. It is to be handled and stored in accordance with the applicable security regulations.

8. The [redacted] has been observed in the [redacted] area on several occasions. It is believed that the [redacted] is engaged in activities that are contrary to the interests of the United States.

9. It is recommended that you remain alert and watch for any further activities of the [redacted] in the [redacted] area. If you observe any such activities, please report them to the appropriate authorities.

10. This document contains information that is classified as SECRET. It is to be handled and stored in accordance with the applicable security regulations.

11. The [redacted] has been observed in the [redacted] area on several occasions. It is believed that the [redacted] is engaged in activities that are contrary to the interests of the United States.

12. It is recommended that you remain alert and watch for any further activities of the [redacted] in the [redacted] area. If you observe any such activities, please report them to the appropriate authorities.

Bemerkung hierüber (Mikr. Phys. 1, 516: »Endlich erreichen diese Albitlamellen solche Zartheit, dass man erst bei sehr starken Vergrößerungen dieselben als solche erkennt; dann sind die Orthoklase, die sie beherbergen, bisweilen mit einem vorzüglich deutlichen blauen Lichtscheine etc. ausgestattet«) nicht ganz correct ist; denn diejenigen »Natronorthoklase«, welche durch einen Lichtschiller ausgezeichnet sind, zeigen auch bei den stärksten Vergrößerungen keine mikroperthitische Verwachsung*); die mit dem Lichtscheine in Verbindung stehende Verwachsung ist eben wahrscheinlich eine »kryptoperthitische«. Wenn dieselbe deutlich erkennbar, also »mikroperthitisch« ist, habe ich dagegen keinen bemerkenswerthen Farbenschiller beobachtet.

3) Dass die oben aus anderen Gründen angenommene kryptoperthitische Beschaffenheit unserer »Natronorthoklase« wirklich vorhanden ist und mit dem Farbenschiller etwas zu schaffen haben dürfte, wird namentlich deshalb sehr wahrscheinlich, weil die Verwachsungsebene des Albit und des Orthoklas bei den unter starken Vergrößerungen noch erkennbaren mikroperthitischen Verwachsungen unserer Feldspäthe (z. B. vom Gomsö-Wege) durchgehends der Ebene des Farbenschillers $8P_{\infty}$ der schillernden Vorkommnisse parallel ist.

Dieser Umstand scheint mir von besonderem Gewicht für das Verständniss des Zusammenhanges zwischen dem Farbenschiller und der perthitischen Verwachsung; wenn nämlich die nach dem Vorgange von Des Cloizeaux sehr gewöhnliche Annahme, dass die Verwachsungsebene des Albit und des Orthoklas das Orthopinakoid wäre**), auch für unsere Kryptoperthite gelten sollte, so würde es in der That unverständlich sein, wie diese Verwachsung einen Farbenschiller nach einer Ebene $8P_{\infty}$ hervorbringen könne.

4) Eine Theilbarkeit nach dem Orthopinakoid oder nach dem Orthodoma {804} $8P_{\infty}$ kommt dem Orthoklas nicht an und für sich zu; schon J. Lehmann hat angenommen, dass das Orthopinakoid beim Orthoklas eine Art Gleitfläche sei, und Whitman Cross hat für die Ebene der

*) Mikroperthitische Verwachsungen zeigen dieselben zwar, aber nur ganz untergeordnet, nicht durch ihre ganze Masse, obwohl die chemische Zusammensetzung etc. zeigt, dass eine solche wahrscheinlich durch die ganze Masse stattfinden muss; jene unter dem Mikroskope sichtbaren mikroperthitischen Verwachsungen dieser Feldspäthe sind auch von anderem Ursprunge, wahrscheinlich secundär (s. oben).

**) Siehe z. B. H. Rosenbusch, Mikr. Phys. 1, 516: »Dieselben (die Albitlamellen) liegen anscheinend stets parallel der Prismen- oder der Orthopinakoidfläche im Orthoklas« etc.; dies gilt zwar zum Theil für den echten Perthit von Perth und auch für manche andere Perthite und Mikroperthite aus granitischen Pegmatitgängen, dagegen z. B. nicht für die Mikroperthite unserer syenitischen Pegmatitgänge (siehe unten), auch nicht für manche Mikroperthite von granitischen Pegmatitgängen (z. B. von Munkeby, Bohuslän etc.), ist also keineswegs eine allgemeine Regel.

Theilbarkeit des Murchisonit ausgesprochen, dass sie keiner gewöhnlichen Spaltbarkeit entspreche. Es giebt auch verschiedene Umstände, welche bestimmt darauf hindeuten, dass die genannten Flächen der Theilbarkeit an unseren Kryptoperthiten beide von secundärer Bildung sind.

Die Theilbarkeit nach dem Orthopinakoid ist bei unseren Kryptoperthiten immer verbunden mit einer mehr oder weniger reichlichen Ausbildung der zu beiden Seiten fremder Interpositionen stattgefundenen, mikroperthitischen Einlagerung von parallel dem Orthopinakoid orientirten und von Kaliorthoklas begleiteten Albitlamellen, welche S. 533 ff. beschrieben wurde. Es wurde schon dort bemerkt, dass diese Einlagerungen wahrscheinlich secundär sind; für diese Auffassung spricht auch der Umstand, dass die normale Orientirung der aller Wahrscheinlichkeit nach primären Albitlamellen in den Mikroperthiten unserer Gänge (s. unten) überall einem steilen Orthodoma parallel ist, während die sicher secundären Albitlamellen mancher Mikroperthite von granitischen Pegmatitgängen in der Regel dem Orthopinakoid parallel sind. Ferner lässt sich dafür geltend machen, dass sehr häufig ein Weglösen der fremden Interpositionen, an deren beiden Seiten die genannte eigenthümliche Mikroperthitbildung stattgefunden hat, ihr Auftreten begleitet. Die Theilbarkeit nach dem Orthopinakoid dieser farbenschillernden »Natronorthoklase« ist nun offenbar eine Folge von dieser als secundär zu betrachtenden Mikroperthitbildung, denn sie findet sich nur, wo diese einigermassen reichlich auftritt, und fehlt bei den Murchisoniten, wo auch die Mikroperthitbildung nach dem Orthopinakoid gewöhnlich fehlt. Auch ist sie bei unseren farbenschillernden Feldspäthen um so vollkommener, je farbloser diese sind; die Farblosigkeit ist aber nach meinen Beobachtungen an den Gängen selbst immer local und die Folge einer Auslaugung der sonst färbenden eisenhaltigen Interpositionen, welche dem gewöhnlichen frischen Feldspath seine oft recht dunkle graue Farbe verleihen. Die eigenthümliche Längsfaserung parallel der Verticalaxe, welche die immer relativ unvollkommene Theilbarkeit nach dem Orthopinakoid zeigt, scheint offenbar mit der linealartigen Ausbildung der eingelagerten secundären Albitlamellen in Verbindung zu stehen.

Ebenso wie die Theilbarkeit nach dem Orthopinakoid ist auch diejenige nach dem steilen Orthodoma {804}8P_∞ der Murchisonite unserer Gänge gewiss keine gewöhnliche Spaltbarkeit, sondern eine secundäre Erscheinung; dass dieselbe in Verbindung steht mit einer anfangenden Auflösung längs der Verwachsungsflächen der wahrscheinlich vorhandenen primären submikroskopischen Verwachsung von Albit und Orthoklas parallel 8P_∞, wird durch den deutlich erkennbaren Beginn einer Zersetzung bestätigt*).

*) Berücksichtigt man diese Erklärung der Theilbarkeit nach dem Orthodoma 8P_∞, so ist es auch leicht zu verstehen, dass die Lage der Theilbarkeitsfläche nicht ganz constant sein kann, indem dieselbe ja von der Begrenzung der Albit- und Orthoklaslamellen selbst

Die Erklärung des Farbenschillers sowohl bei den Murchisoniten, als bei den nach dem Orthopinakoid theilbaren Kryptoperthiten wäre demnach dadurch gegeben, dass in Verbindung mit einer anfangenden Zersetzung, wodurch secundäre Theilungsflächen nach $8P\infty$ oder nach $\infty P\infty$ gebildet wurden, längs den Verwachsungsflächen der kryptoperthitischen Verwachsungen von Albit und Orthoklas parallel $8P\infty$, welche diese Feldspäthe charakterisiren, auch submikroskopische, äusserst feine Blätterbrüche an den Grenzflächen der abwechselnden Albit- und Orthoklaslamellen entstanden sind, deren dünne Luftschichten den katoptrischen Farbenschiller verursachen.

Nach den gesammten obenstehenden Beobachtungen erscheint ein inniger Zusammenhang zwischen dem constant einer Fläche eines steilen Orthodomas (wahrscheinlich $8P\infty$) parallelen Farbenschiller einerseits und der so äusserst verbreiteten Parallelverwachsung von Albit und Kalifeldspath nach derselben Fläche andererseits so einleuchtend, dass wir von diesem Zusammenhange zurückschliessend auch kaum bezweifeln können, dass die Erklärung unserer scheinbar monosymmetrischen Natronfeldspäthe als Kryptoperthite in der That berechtigt ist.

Das specifische Gewicht wurde in verschiedenen, ausgesuchten reinen Proben der durchsichtigsten, homogensten Stücke der beiden oben genannten Vorkommnisse, Udkiksö und Bäckelökken, bestimmt zu 2,586. Unter der Annahme, dass der absolut reine Albit ein spec. Gew. von 2,645, der absolut reine Mikroklin (Orthoklas) ein spec. Gew. von 2,550 besitze, würde eine Mischung von $[2K_2Al_2Si_6O_{16}] \cdot 3[Na_2Al_2Si_6O_{16}]$, wie sie durch die Analysen gefunden wurde, ein spec. Gew. von 2,589 erfordern; dass die gefundene Zahl 2,586 ein wenig niedriger ist, dürfte durch die nie ganz fehlenden Einschlüsse oder richtiger durch die häufig offenen Poren von früher vorhanden gewesenen Einschlüssen erklärlich sein.

Der Murchisonit von Ula zeigte das ungewöhnlich hohe spec. Gew. 2,599—2,602; dies entspricht dem auch ungewöhnlich grossen Auslöschungswinkel auf $\infty P\infty$: $14^\circ 38'$. Eine Mischung von 2 Theilen Albit und 4 Theil Orthoklas würde ein spec. Gew. von 2,593 erfordern; der genannte Feldspath besteht aber auch zum Theil aus dem Anorthitsilicat $CaAl_2Si_2O_8$. Eine Mischung von zwei Theilen Plagioklas $[An_2 \cdot Al_{23}]$ auf einen Theil Orthoklas $[Or]$ erfordert ein spec. Gew. von 2,604.

abhängig sein muss. Da diese Begrenzung nicht ideal genau parallel $8P\infty$ zu sein braucht, sondern davon mehr oder weniger abweichen kann (die im Folgenden beschriebenen Mikroperthite zeigen am besten, dass die Begrenzungsflächen der Lamellen nicht ideal ebenflächig sind), so liegt darin auch vielleicht die Erklärung der Abweichung älterer Messungen von den von mir an ausgesuchten vollkommenem Materiale erhaltenen Werthen.

Anmerkung zum Kryptoperthit.

Mikrofelsit.

Gelegentlich der Auffassung des Natrioorthoklasses von Fredrikssund als eines mechanischen Gemenges orientirter Lamellen von Albit und Mikroklin (Orthoklas) will ich nicht unterlassen, darauf aufmerksam zu machen, dass ganz analog auch der sogenannte Mikrofelsit nach meiner Auffassung, welche ich in meinen Vorlesungen schon längst vortrage, in sauren Gesteinen nichts weiter als eine submikroskopische Verwachsung von Orthoklas und Quarz sein dürfte.

Es ist hier nicht der Ort, die Beweise für diese Auffassung ausführlich darzulegen. Ich will nur auf die bekannte Thatsache hinweisen, dass in manchen Mikrofelsitphäroliten die Längsrichtung der Strahlen optisch negativ, in anderen optisch positiv, in noch anderen bald positiv, bald negativ ist: ebenso ist die Stärke der Doppelbrechung in verschiedenen Mikrofelsitphäroliten und selbst verschiedenen Theilen derselben oft verschieden, häufig sehr gering. Die Erklärung dieser Verhältnisse ist, wenn wir eine mechanische Mischung von Feldspath und Quarz annehmen, recht einfach. Denken wir uns in einem Bündel feiner Strahlen der genannten beiden Mineralien die einzelnen Strahlen dicht unter-, über- und nebeneinander liegend und so fein, dass wir selbst mit den stärksten Vergrößerungen nicht mehr die einzelnen Strahlen für sich erkennen können, so ist einleuchtend, dass in allen Quarzstrahlen vorausgesetzt, dass sie, was sehr wahrscheinlich, nach der Verticalaxe verlängert sind die Längsrichtung die der kleinsten Elasticität ist: bei den Feldspathstrahlen dagegen vorausgesetzt, dass sie, was ebenfalls recht wahrscheinlich, hauptsächlich nach der a -Axe ausgezogen sind, würde ihre Längsrichtung ungefähr die der grössten Elasticität sein. Unter der oben gemachten, vollkommen berechtigten Voraussetzung, dass die Strahlen so fein sind, dass wir selbst mit den stärksten Vergrößerungen die einzelnen Strahlen nicht zu erkennen vermögen, ist es einleuchtend, dass unser Auge gleichzeitig den Eindruck der sowohl von den Feldspath-, als von den Quarzfasern durchgelassenen Lichtstrahlen erhalten muss. Da nun die Doppelbrechung beim Quarz = 0,009 und positiv, beim Feldspath ca. 0,005—0,007 und negativ ist, scheint es offenbar, dass es die Anzahl und Grösse der Quarzstrahlen im Verhältnisse zu den Feldspathstrahlen ist, welche bestimmen muss, ob ein Mikrofelsitstrahlenbündel sich optisch positiv oder optisch negativ verhält. Doch müsste selbst ein geringerer Quarzgehalt sich geltend machen, weil die Doppelbrechung des Quarzes grösser ist, — was vielleicht erklärt, weshalb die Mikrofelsitphärolite sich so oft positiv verhalten. Dass der Mikrofelsit eine stöchiometrisch zusammengesetzte Substanz wäre, aus den wenigen Analysen (bei der Schwierigkeit der Beschaf-

fung reiner Substanz) zu schliessen, scheint mir nicht berechtigt. Selbst aber wenn eine Anzahl Analysen recht nahe übereinstimmende Zusammensetzung zeigen sollten, so beweist dies nicht, dass der Mikrofelsit eine bestimmte chemische Verbindung ist; bei den Kryptoperthiten und Mikroperthiten unserer Gänge ist ja auch die Zusammensetzung in grosser Ausdehnung dieselbe, wohl deshalb, weil die Bildungsbedingungen die gleichen waren.

Geht man nicht von den fast isotropen Mikrofelsitpartien der Hyaloliparite, sondern von den Pseudosphäroliten der Granophyre beim Studium der Mikrofelsite aus, so gewinnt man vielleicht eher die Ueberzeugung, dass wir in letzteren das krystallitische Äquivalent der Granophyrpseudosphärolite besitzen, welches ohne diese Annahme fehlen würde; es ist nicht schwierig, in günstigen Präparaten alle Uebergänge zwischen beiden zu finden. Entsprechend ist der nicht sphärolitisch struirt Mikrofelsit nur eine weitere submikroskopische Ausbildung der kryptokrystallinen Quarz- und Feldspathaggregate; es sind auch hier alle Uebergänge vorhanden *).

*) Nachdem das Obenstehende schon längst geschrieben war, finde ich, dass unter den neueren Autoren auch J. J. Harris Teall (British Petrography, London 1888, S. 402) ausgesprochen hat, dass saure mikrofelsitische Sphärolithe nur ein mechanisches Gemenge von Feldspath und Quarz »simply special modifications of the pseudo-spherulites and micropegmatite« darstellen.

61a. Mikroperthit, Becke.

1850. C. G. Gmelin, Pogg. Ann. **81**, 311 ff.
 1859. Th. Scheerer, ebenda **108**, 426.
 1876. A. Des Cloizeaux, Ann. d. chim. et de phys. 5. Ser., **9**, 469.
 1883. J. Lemberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. **35**, 572.
 1884. J. H. Kloos, Neues Jahrb. f. Min. **1884**, **2**, 120—120.

Während der herrschende Feldspath auf den Gängen der Gegend von Fredriksvärn und auf denjenigen am Langesundfjord etc., welche dem Typus der ersteren angehören, ein Natronorthoklas ist, den ich nach der obenstehenden Darstellung als einen Kryptoperthit auffasse, bildet dagegen auf den normalen Gängen der Inseln und der Umgegend des Langesundfjords, sowie auf den mit diesen analogen Gängen bei Laurvik und Fredriksvärn durchgehends ein gewöhnlich hellgrauer bis weisser Mikroperthit den herrschenden Feldspathbestandtheil.

In diesem Mikroperthit ist immer der Albit sehr reichlich, ja reichlicher als der Kalifeldspath, vorhanden. Die bis jetzt bekannten Analysen zeigen, wie oben erwähnt (mit einer Ausnahme), alle ungefähr ein Verhältniss 2 : 3 des Kalifeldspathes zu dem Albit; insofern sind die von mir untersuchten Vorkommnisse sämmtlich einander gleich. Ein Unterschied derselben im Einzelnen ergiebt sich aber insofern, als der Kalifeldspath an einigen dieser Vorkommen als Orthoklas, an anderen als Mikroklin ausgebildet ist. Die Mikroklinmikroperthite scheinen dabei bei weitem vorherrschend, während die Orthoklasmikroperthite nach meiner bisherigen Erfahrung viel seltener auftreten. An einigen Fundorten kommen beide zusammen vor, wie es z. B. auf dem schon längst bekannten Vorkommen von Skudesundskjär in der Nähe von Barkevik der Fall ist.

a. Orthoklasmikroperthit.

Ein ausgezeichnetes Beispiel ist der Feldspath an dem alten Vorkommen des bekannten grünen Eläolith von Laurvik (s. oben S. 220). Die Farbe dieses Feldspathes ist graulichweiss, auf der vollkommenen basischen Spaltungsfläche mit fast perlmutterähnlichem Glanze; die Spaltbarkeit nach $\infty R \infty$ wie gewöhnlich weniger vollkommen. Die chemische Zusammensetzung wurde schon oben erwähnt.

In Dünnschliffen erweist sich dieser makroskopisch vollkommen homogen aussehende Feldspath unter dem Mikroskope als aus einem äusserst innigen Gemische von Orthoklas und Albit zusammengesetzt. Ueber die Art der Verwachsung geben die Figg. 1 und 2 Taf. XXIII am besten eine Vorstel-

lung. Fig. 4 stellt in 70facher Vergrößerung eine kleine Partie eines basischen Dünnschliffes dar; der Orthoklas ist rein grau dargestellt, der Albit mit seinen Zwillingslamellen weiss und schwarz; Fig. 2 giebt eine Partie wieder aus einem Dünnschliffe nach der Symmetrieebene; der Orthoklas ist auch hier grau gehalten, der Albit weiss. Die schrägen feinen Striche sind Spaltbarkeitstracen nach der Basis, die dickeren schwarzen Striche sind nach der Basis eingelagerte Biotitlamellen. Sowohl der Orthoklas als der Albit sind ganz frisch; die Auslöschungswinkel sind die gewöhnlichen, auf der Basis gegen die Trace der Symmetrieebene 0° und ca. $4\frac{1}{2}^\circ$, auf der Symmetrieebene gegen die Trace der Basis ca. 5° und ca. $49\frac{1}{2}^\circ$. Der erstere Feldspath scheint demnach ein ziemlich reiner Kaliorthoklas, der zweite ebenfalls ein ziemlich reiner Albit zu sein; dasselbe Verhältniss habe ich bei der genaueren Bestimmung der Auslöschungswinkel des Orthoklas (resp. Mikroklin) und des Albit in den Mikroperthiten unserer Gänge in genügend sicher orientirten Schliffen überall gefunden. Was die Form der einzelnen Albit- resp. Orthoklaslamellen betrifft, so ergibt sich aus der Zusammenstellung der Beobachtungen in verschiedenen Schnitten, dass sich eine gewisse Neigung zu einer lamellaren Ausdehnung nach der Orthoaxe sowie nach einer mit der Basis ungefähr 70° bildenden Richtung in der Symmetrieebene geltend macht, ohne jedoch allein herrschend zu sein; denn sehr häufig findet man eine Begrenzung parallel der Symmetrieebene (s. Fig. 4). Im Ganzen ergibt sich ferner, dass die Begrenzungsflächen der einander durchdringenden Feldspäthe sehr unregelmässig sind; trotzdem ist aber die Art der Verwachsung ziemlich constant, und das Bild der Dünnschliffe der verschiedenen Schnitte sehr charakteristisch. Schon in gewöhnlichem, schräg einfallendem Lichte unterscheiden sich die beiden Feldspäthe durch ihr verschiedenes Lichtbrechungsvermögen leicht, noch mehr aber zwischen gekreuzten Nicols. Selbst in sehr dünnen Schliffen zeichnet sich der Albit durch abweichende Interferenzfarben aus.

Aus dem bekannten Wöhleritvorkommen Skudesundskjær in der Nähe von Barkevik hat auch schon Des Cloizeaux einen Orthoklasmikroperthit beschrieben. Den von ihm angegebenen, ungewöhnlich grossen Auslöschungswinkel des Orthoklases in Schnitten nach $\infty R\infty$, $7^\circ 37'$, habe ich in meinen Präparaten nicht beobachtet; die Auslöschungswinkel sind an den für die Bestimmung geeigneten Stellen die normalen des reinen Orthoklas und des Albit. Die netzförmige Durchdringung der Lamellen ist hier noch inniger als im Feldspath von Laurvik und regelmässiger ausgebildet; Schnitte nach $\infty R\infty$ zeigen, dass die einzelnen Lamellen nach einer in der Symmetrieebene liegenden, mit der Trace der Basis ca. 70° bildenden Richtung*) noch mehr ausgezogen sind, als bei dem genannten Vorkommen;

*) Des Cloizeaux' Angabe: «les bandelettes ... sont allongées dans le sens de l'arête $g'm$ » hat sich wahrscheinlich durch ein leichtes Versehen eingeschlichen.

nach der Orthoaxe sind die linealförmigen Lamellen auch hier nur wenig verlängert. Die Zwillingslamellen der Albitstreifen sind hier sehr fein.

Kloos hat von demselben Vorkommen sowohl reinen Natronorthoklas (Kryptoperthit), als Mikroklinmikroperthit beschrieben; darnach kommen also dort sowohl Mikroklinmikroperthit als Orthoklasmikroperthit und Kryptoperthit vor. Wahrscheinlich sind diese verschiedenen Ausbildungsformen derselben chemischen Mischung drei verschiedene Stufen der Verwachsung von Mikroklin und Albit, nur durch verschiedene Feinheit der Lamellen der beiden Feldspäthe unterschieden. Makroskopisch können sie nicht getrennt werden, indem sie durcheinander vorkommen und alle dasselbe Aussehen mit derselben weisslichgrauen oder graulichweissen Farbe besitzen. Diese Auffassung wird noch weiter bestätigt durch die analogen Verhältnisse mehrerer anderer Vorkommnisse, z. B. von dem Natronkataplektfundorte von Klein-Arö. Basische Dünnschliffe desselben zeigen in netzartiger Durchwachsung theils Albit und Orthoklas, theils Albit und Mikroklin (der letztere mit oder ohne Gitterstruktur) in solcher Weise durcheinander gemischt und ineinander übergehend, dass man sich kaum anders denken kann, als dass der Unterschied dieser beiden Ausbildungsformen des Kalifeldspath nicht wesentlich, sondern nur scheinbar ist. (S. auch unten.)

b. Mikroklinmikroperthit.

Eine ausführliche Beschreibung mehrerer Vorkommnisse von Mikroklinmikroperthit aus unseren Gängen gab Kloos, namentlich von den Vorkommen von Barkevik, Låven und Fuglevik*) (bei Fredriksvärn). Ich habe dieser Beschreibung nur wenig hinzuzufügen.

Die Durchdringung und gegenseitige Durchkreuzung der Lamellen von Mikroklin und Albit ist im Ganzen vollständig analog dem Verhalten des Orthoklasmikroperthit, nur dass der Kalifeldspath nicht Orthoklas, sondern Mikroklin ist. Die einzelnen Vorkommnisse sind einander der Hauptsache nach gleich, obwohl kleinere Variationen, z. B. in der Grösse der Lamellen, in der Art ihrer Durchwachsung etc., keineswegs fehlen. Bei den meisten Vorkommnissen ist jedoch eine rohe, unvollkommene Linealform der Lamellen herrschend, mit der längsten Ausdehnung parallel einer mit der Kante $OP : \infty \tilde{P} \infty 70^\circ$ bildenden Richtung und mit der kürzeren Tafelrichtung parallel der Makroaxe.

Der Mikroklin dieser Perthite zeichnet sich in der Regel durch Eigenschaften, welche von denen des gewöhnlichen Mikroklin der granitischen Pegmatitgänge abweichen, aus. Schon Kloos bemerkt von demjenigen des Mikroperthit von Fuglevik: »Die Lamellirung ist wenig ausgeprägt, Gitterstruktur nicht zu erkennen,« und von dem von Låven: »Er ist nur unvoll-

*) Kloos schreibt unrichtig Tulevik; ebenso erwähnt Kloos ausser dem Mikroklinmikroperthit von Låven auch solchen von Lamoë, soll heissen Lamö, welche Localität wohl mit Låven identisch ist.

kommen lamellar struirt; man findet grössere Partien, die präcis und einheitlich unter $44^{\circ}30'$ — 45° auslöschen. Dazwischen erscheinen dann die Lamellen vereinzelt mit entgegengesetzter Auslöschung zu der Hauptpartie; Gitterstructur habe ich nicht bemerkt.«

Dieses Fehlen der gewöhnlichen Gitterstructur des Mikroklin ist für die Mikroklinmikroperthite unserer Gänge geradezu charakteristisch, obwohl keineswegs ausnahmslos vorhanden. Die einzelnen Vorkommnisse ausführlicher zu beschreiben, würde hier zu weit führen; ich will deshalb nur einige Beispiele der verschiedenen Ausbildungsweisen erwähnen.

Der graue Mikroklinmikroperthit des alten Spreusteinvorkommens von Lövö, welcher, wie oben erwähnt, von Scheerer analysirt wurde, zeigt in ausgezeichneter Weise die eben genannte Ausbildung des Mikroklin. Dünnschliffe nach der Basis zeigen eine äusserst innige netzartige Durchwachsung des Albit und des Mikroklin; der letztere besitzt über grosse Partien des Schliffes einheitliche Auslöschung, sodass das ganze Gesichtsfeld einem Individuum angehören kann; an anderen Stellen des Präparates ist die Auslöschung ebenfalls einheitlich, aber dieselben befinden sich in Zwillingsstellung zu dem Mikroklin-Individuum, welches die Hauptmasse des Präparates ausmacht; weder Zwillingslamellen noch Gitterstructur sind zu beobachten. Der Albit ist sehr fein gestreift nach dem gewöhnlichen Zwillingsgesetze.

An anderen Vorkommnissen, z. B. an einem röthlichen Feldspath von einem der zahlreichen Gänge der Insel Stokö, sind die Verhältnisse etwas anders ausgebildet. Die Vertheilung der Albit- und der Mikroklinsubstanz ist hier ziemlich unregelmässig, indem stellenweise die eine, stellenweise die andere stark vorherrscht, an anderen Stellen wieder eine äusserst innige netzartige Durchwachsung und Durchkreuzung beider stattfindet. An solchen Stellen sieht man in basischen Schnitten bisweilen den Albit theils als regelmässige parallele Streifen nach der Orthodiagonale, theils auch in Form zahlreicher feiner paralleler Streifen nach den Tracen der Prismenflächen des Grundprismas. Der Mikroklin bildet theils grössere einheitliche Partien, mit Albit durchwachsen und selbst ohne Zwillingslamellen und Gitterstructur, theils sieht man auch stellenweise eine sehr feine, ausgezeichnete Gitterstructur, und endlich ist an anderen Stellen der Präparate eine ausgeprägte Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetze allein bei dem Mikroklin vorhanden. Diese verschiedenen Ausbildungsweisen der Mikrostructur des Mikroklin geben in Verbindung mit der verschiedenartigen Durchwachsung mit dem Albit den Präparaten ein sehr mannigfach wechselndes Aussehen an den verschiedenen Stellen.

Analoge Verhältnisse kenne ich übrigens auch von Mikroklinvorkommnissen der granitischen Pegmatitgänge; so zeigt sich z. B. ein Mikroklin von Skaftöland in Bohuslän in ähnlicher Weise grösstentheils einheitlich

ohne jede Zwillingsstreifung, aber gemengt mit Stellen, wo eine ausgezeichnete, sehr feine Gitterstructur herrscht*).

Die Schnitte nach dem Brachypinakoid (resp. der Symmetrieebene) der verschiedenen Mikroperthite zeigen durchgehend eine nahe übereinstimmende Mikrostruktur; die einzelnen Lamellen können an den verschiedenen Vorkommnissen von ungleicher Breite sein und bald regelmässiger, bald unregelmässiger durcheinander greifen, aber im Ganzen ist die Orientirung derselben in Bezug auf einander doch ziemlich nahe analog. Die Längsrichtung der Lamellen bildet dabei, wie es scheint durchschnittlich, einen Winkel von ca. 70° mit der Trace der basischen Spaltbarkeit, bald etwas mehr, bald etwas weniger; obwohl diese Richtung, der unregelmässigen Begrenzung der Lamellen wegen, keineswegs leicht oder concis sich fixiren lässt, scheint so viel doch sicher, dass sie jedenfalls in der Regel nicht der Verticalaxe parallel ist, sondern mit dieser einen Winkel von wahrscheinlich 7° — 8° bildet. Diese Richtung, welche sich an dem äusserst feinlamellaren, fast in Kryptoperthit übergehenden Mikroperthit vom Gomsö-Wege bei Fredriksvärn besser (zu ca. 72°) bestimmen liess, scheint demnach anzudeuten, dass die Verwachsungsebene des Albit und des Kalifeldspathes in den Mikroperthiten unserer Gänge sich der bekannten dritten Spaltungsebene des sogenannten Murchisonit nähern muss oder vielleicht mit dieser Ebene identisch ist.

Mikroklinperthite mit Gitterstructur finden sich, wie schon oben erwähnt, in bei weitem geringerer Ausdehnung als solche ohne diese Structur auf unseren Gängen. Im Folgenden sollen einige Beispiele der verschiedenen Ausbildungsweisen der Gitterstructur beschrieben werden.

Das grösste Interesse bietet unter den gitterförmig struirtten Mikroklinmikroperthiten unserer Gänge ein in ungefähr Centimetergrossen, aufgewachsenen Krystallen auftretender Feldspath eines mir unbekannten Vorkommens auf der Insel Stokö; die Krystalle sind gewöhnlich ein wenig verlängert nach der a -Axe, zeigen $\{001\}$ und $\{010\}$ im Gleichgewicht und ausserdem die Formen $\{110\}$, $\{130\}$, $\{101\}$ und $\{201\}$. Sie sind an den Flächen der Verticalzone, namentlich an $\{110\}$ und $\{130\}$, mit einer dicken, an den Flächen der Zone $[(001):(\bar{1}01)]$ mit einer oft nur hauchdünnen Kruste von orientirtem Albit bedeckt; der Kernkrystall ist dabei, wie so häufig, roth, die Albitkruste glasglänzend weiss.

Dünnschliffe nach $\{001\}$ zeigen, dass dieser Feldspath, abgesehen von der Albitkruste, vorherrschend aus Mikroklin, welcher auf die gewöhnliche Weise mit Albit durchwachsen ist, besteht. Der Mikroklin erweist sich, wie Taf. XXIII Fig. 3a und b (35/4) zeigt, gitterförmig struirt; die gitterförmig einander durchdringenden Lamellen sind aber auf ganz ungewöhnliche

*) Auch F. Klockmann (Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1882. S. 392) erwähnt Mikroklin ohne Gitterstructur.

Weise den Flächen des Prismas parallel verwachsen. Stellenweise sind die Lamellen (wie in Fig. 3b dargestellt) ziemlich dick und löschen dann, jedes System für sich, unter dem gewöhnlichen Winkel, ca. 45° , rechts und links aus. Im grössten Theile sind aber die gitterförmig gekreuzten Lamellen sehr fein, sodass sie oft nur mit Schwierigkeit deutlich erkannt werden können; stellenweise sind sie so äusserst fein, dass sie nur bei stärkerer Vergrösserung erkennbar sind (sie zeigen dann zwischen gekreuzten Nicols ein eigenthümlich bunt punkirtes oder schwach marmorirtes Aussehen), und endlich sind Stellen im Präparate vorhanden, wo dieselben mehr geahnt, als sicher beobachtet werden können. Die Stellen, wo dies der Fall ist, und diejenigen, wo die Lamellen bei schwächerer Vergrösserung kaum mehr erkannt werden können (siehe Fig. 3a), löschen zwischen gekreuzten Nicols parallel zur Kante $[(004):(040)]$ aus. Von diesen Stellen hat man alle möglichen Uebergänge der Auslöschungswinkel (und der Lamellengrösse) zu den Stellen, wo die normale Mikroklin-auslöschung in jedem einzelnen Lamellensysteme beobachtet werden kann. Längs dem Rande gegen die äussere Albitkruste hin und auch in der Regel längs eingeschalteter Albitlamellen (s. Fig. 3a) ist dies Verhältniss namentlich oft deutlich zu beobachten, indem hier von jeder deutlich unter 45° auslöschenden Randlamelle nach innen zu gleichsam kleine fächerförmige Anhänge mit unbestimmter Auslöschung zwischen 0° und 45° den Uebergang in die homogen unter 0° auslöschende Substanz bilden. Es ist bei diesem Feldspath ganz unzweifelhaft, dass die als monosymmetrischer Orthoklas sich verhaltenden Partien nur aus submikroskopisch lamellirtem Mikroklin bestehen, deren Lamellen parallel den Flächen von ∞P verwachsen sind, obwohl sie in Zwillingsstellung nach dem gewöhnlichen Albitgesetze orientirt scheinen.

In einigen Partien der basischen Dünnschliffe herrscht Mikroklin von der Orientirung nur des einen Individuums vor; die Auslöschung ist hier ziemlich einheitlich 44° — 45° . An anderen Stellen mit feiner Gitterstructur, an welchen die Lamellen des einen Systemes vorherrschen, ist die Auslöschung zwar auch einheitlich, aber je nach der Beimischung der Lamellen des zweiten Systemes ist die Grösse des Auslöschungswinkels variirend, mit geringeren Werthen als 44° . Die gewöhnliche Gitterstructur des Mikroklin fehlt bei diesem Feldspath vollständig.

Die durchsetzenden Albitlamellen, welche die gewöhnlichen Verhältnisse zeigen, sind, wie namentlich auch in Schliffen nach $\{040\}\infty R\infty$ deutlich, bei diesen aufgewachsenen und mit Albitkruste bedeckten Feldspathkrystallen offenbar rein secundär auf Spalten, längs denen Lösungen eingedrungen waren, abgesetzt; in den Schliffen nach $\{040\}$ sieht man deshalb auch, dass die Albitsubstanz nicht nur parallel oder ungefähr

parallel zur *c*-Axe, sondern auch häufig längs basischen Spaltbarkeitsrissen abgesetzt ist. Stellenweise ist dieselbe sehr reichlich vorhanden.

Ein derber hellgrauer Feldspath aus Fredriksvärn*) (?) zeigte sich unter dem Mikroskope in Dünnschliffen nach der Basis aus vorherrschendem Albit mit durchgewachsenem Mikroklin bestehend; dieser Mikroklin zeigte die gewöhnliche Gitterstructur mit zwei ungefähr der *a*- und *b*-Axe parallelen gekreuzten Lamellensystemen in ausgezeichneter Weise ausgebildet. Die Lamellen sind nämlich so äusserst fein, wie ich sie nur in ganz wenigen Mikroklinen gesehen habe. Stellenweise sind sie nicht mehr zu erkennen, wobei die Auslöschung parallel wird (siehe Taf. XXIII Fig. 4, Schnitt {001}OP 70/4); zwischen diesen sich als monosymmetrischer Orthoklas verhaltenden Stellen und dem deutlich gegitterten Mikroklin sind wieder alle denkbaren Uebergänge vorhanden; derartige sich als Orthoklas verhaltende Stellen sind theils ziemlich ausgebreitet über gewisse Theile des Präparates, theils finden sie sich inmitten der reinen Mikroklinpartien und zeigen sich hier deutlich in den mit Gitterstructur versehenen Mikroklin unmerkbar übergehend. Man findet natürlich auch das bekannte Verhältniss, dass dort, wo äusserst feine Lamellensysteme einander kreuzen, die im Kreuz selbst liegenden Stellen zwar zur Noth theilweise noch Lamellen erkennen lassen, dennoch aber parallel auslöschen. In manchen Partien sieht man, dass ihre inneren Theile sich einheitlich als Orthoklas verhalten, während nach aussen, nach der Grenze gegen den umgebenden Albit hin, diese scheinbar lamellenfreie Substanz ganz allmählich in die feinlamellare gegitterte Mikroklinsubstanz übergeht. Eine wichtige Beobachtung ist ferner, dass in den scheinbar einheitlichen Theilen die Auslöschung keineswegs immer, wie beim Orthoklas, parallel zur Kante (001):(040) ist, sondern, wie bei dem eben beschriebenen Feldspath von Stokö, auch alle möglichen Werthe zwischen 0° und 45° haben kann, je nachdem die beiden Lamellensysteme im Gleichgewicht sind oder das eine oder das andere in der submikroskopischen Lamellirung vorherrscht. Insofern lässt sich also ein Unterschied von dem Orthoklas auch in den scheinbar lamellenfreien Theilen bisweilen beobachten**); aber im Ganzen muss man doch diesen Feldspath, wie den vorigen, als guten Beleg für die Annahme, dass auch der gewöhnliche Orthoklas nur ein äusserst fein lamellirter Mikroklin ist, ansehen, nur dass bei dem Orthoklas die Lamellen beider sich in Zwillingsstellung befindender Lamellensysteme in Gleichgewicht vorhanden sein müssen.

*) Das Stück stammt aus der für die Hochschule zu Stockholm angekauften alten Schmidt'schen Sammlung und war mit der Etikette »Fredriksvärn« versehen; ich möchte es jedoch für viel wahrscheinlicher halten, dass dieser Feldspath in der That aus der Gegend des Langesundfjords stammt.

**) Eine Verwechselung mit Albit ist auch in Theilen mit dem Albit entsprechender Auslöschung schon der Interferenzfarbe wegen nicht möglich.

62. Mikroklin, Breithaupt, Des Cloizeaux.

Der Mikroklinperthit von Låven wurde schon von Kloos beschrieben, und bemerkt derselbe gelegentlich: »es scheint daher, dass der Mikroklinperthit auf den Inseln des Langesundfjords nach und nach in reinen Albit übergeht«. Dass dies möglich ist, will ich nicht bestreiten, darf aber behaupten, dass ein solches Verhältniss jedenfalls nicht allgemein ist, indem die durchschnittliche Zusammensetzung der die Hauptmasse der Gänge bildenden Feldspäthe überall sehr nahe dieselbe zu sein scheint, was natürlich nicht ausschliesst, dass ein vereinzelttes Präparat oder Stellen eines solchen vorzugsweise Albit oder in anderen Fällen vorzugsweise Mikroklin aufweisen. Gerade von Låven habe ich z. B. Präparate eines auf Drusenräumen aufgewachsenen weissen Feldspathes, welcher fast keinen oder keinen Albit, nur Mikroklin enthält. Dieser Mikroklin ist wieder, wie auf unseren Gängen gewöhnlich, ohne jede Gitterstructur, theils über grössere Partien einheitlich auslöschend, theils mit einer feinen Zwillingssstreifung nach dem Albitgesetze, oder gemengt mit inselartig eingestreuten Partien von Mikroklin in Zwillingstellung zum Hauptindividuum. Andere Präparate der weissen, aufgewachsenen Feldspathkrystalle von Låven, welche ebenfalls hauptsächlich aus ähnlich struirtem Mikroklin bestehen, sind deshalb von Interesse, weil sie früher auskrystallisirte, regelmässig begrenzte Tafeln (nach dem Brachypinakoid) von Albit ohne jede Orientirung, neben orientirtem Albit, eingeschlossen enthalten.

Reiner oder fast reiner Mikroklin ist ferner auch ein in Tafeln nach der Basis ausgebildeter weisser Feldspath, welcher in aufgewachsenen und später von Natrolith eingeschlossenen Krystallen auf Klein-Årö vorkommt. Dieser Mikroklin besitzt eine ganz ungewöhnliche Mikrostructur; er zeigt nämlich wieder keine Gitterstructur, dagegen eine sehr nett ausgebildete Zwillingsslamellirung nach dem Albitgesetze mit scharfen, breiten Lamellen, ganz wie ein Albit oder ein Labrador, nicht mit den sehr feinen, verwaschenen Lamellen, welche sonst gewöhnlich den Mikroklin charakterisiren. Wenn nicht die Auslöschungswinkel und die chemische Prüfung die Bestimmung genügend bewiesen hätten, würde man hier kaum glauben, einen Mikroklin vor sich zu haben.

Auch von anderen Vorkommnissen von den Inseln des Langesundfjords kenne ich reinen Mikroklin in aufgewachsenen Krystallen, so z. B. ein Vorkommen in grossen Tafeln nach dem Brachypinakoid, wahrscheinlich von Årö; die Mikrostructur dieses Mikroklin, welche derjenigen des Mikro-

klin von Låven ähnlich ist, stellt die Fig. 6 Taf. XXII eines Dünnschliffes nach der Basis dar.

Es scheint demnach ziemlich durchgehend oder jedenfalls sehr häufig, dass die auf Drusenräumen aufgewachsenen Feldspathkrystalle der Gänge des Langesundfjords aus reinem Mikroklin ohne die gewöhnliche Gitterstructur dieses Minerals bestehen.

Auch die krystallographische Ausbildung der äusseren Begrenzung dieser aufgewachsenen Mikroklinkrystalle verdient erwähnt zu werden. Soweit ich dieselben kenne, scheinen sie überall an diesen Vorkommnissen eine gewisse Neigung zu tafelartiger Ausbildung nach dem Brachypinakoid zu besitzen. Die gewöhnlichen Combinationen sind:

1) $\{010\}\infty\bar{P}\infty$, $\{130\}\infty\bar{P}3$ resp. $\{1\bar{3}0\}$, $\{004\}0P$, $\{204\}2\bar{P}\infty$ und $\{111\}P$ resp. $\{1\bar{1}1\}$; diese in Taf. XXIII Fig. 8 dargestellte Combination ist z. B. an schneeweissen Krystallen von Låven nicht selten, was noch mehr von der folgenden gilt.

2) Dieselbe Combination mit schmaler Abstumpfung des Prismas $\infty\bar{P}3$ durch das Grundprisma $\{110\}\infty P$ und $\{1\bar{1}0\}$ (Taf. XXIII Fig. 7).

3) $\{010\}\infty\bar{P}\infty$ mit $\{100\}\infty\bar{P}\infty$ allein in der Verticalzone und am Ende $\{004\}0P$, $\{104\}\bar{P}\infty$, $\{204\}2\bar{P}\infty$ und $\{111\}P$ resp. $\{1\bar{1}1\}$ (Taf. XXIII Fig. 6) — von dem oben erwähnten Vorkommen von Arö (?); $\{110\}\infty P$ und $\{1\bar{1}0\}$ tritt auch hier bisweilen untergeordnet auf.

Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz sind häufig, wie gewöhnlich ungefähr mit dem Brachypinakoid verwachsen. Aufgewachsene Krystalle mit anderen Typen sind, soviel ich sie kenne, nicht reiner Mikroklin, sondern Mikroperthite verschiedener Art*). Vielleicht steht das Fehlen der gewöhnlichen Gitterstructur am Mikroklin unserer Gänge eben in Verbindung mit der vorherrschenden tafelförmigen Ausbildung der aufgewachsenen Krystalle nach dem Brachypinakoid, ebenso wie z. B. auch aufgewachsene Albite der gewöhnlichen Ausbildung niemals Gitterstructur zeigen. Ein durch ungewöhnliche Ausbildung von $\{100\}\infty P\infty$ charakterisierter aufgewachsener Krystall von rothem Mikroklinmikroperthit ist in Taf. XXIII Fig. 5 dargestellt.

Fassen wir zusammen, was über das Vorkommen und die Verbreitung der Feldspäthe unserer Gänge mitgetheilt wurde, so ergibt sich also Folgendes:

Als aufgewachsene Krystalle der (übrigens nicht zahlreichen) Drusenräume der Gänge findet man auf denjenigen des Langesundfjords nament-

*) Gewöhnlich Mikroklinmikroperthit. Die bekannten hübschen rothen Feldspathkrystalle aus den Drusenräumen des Naströnggranits von Rödtingen, Holmsbo etc. am Christiania- und Drammensfjord sind gewöhnlich Orthoklasmikroperthite.

lich reinen Mikroklin, auf Gängen des Fredriksvärn-Typus zum Theil Mikroklinperthit, oft mit einer Kruste von orientirtem Albit.

Die als Hauptbestandtheil der Gänge vorkommenden Feldspäthe sind: auf den Gängen des Fredriksvärn-Typus gewöhnlich ein Natronorthoklas, den ich als einen Kryptoperthit auffasse, seltener ein sehr feinelamellarer Mikroperthit von Orthoklas und Albit; auf den Gängen des auf den Inseln des Langesundfjords herrschenden Typus dagegen fast durchgehends ein Mikroperthit, gewöhnlich ein Mikroklinmikroperthit, seltener ein Orthoklasmikroperthit.

In fast allen bis jetzt untersuchten Fällen hat es sich gezeigt, dass der als Hauptbestandtheil der Gänge auftretende Feldspath, abgesehen von seinem Aufbau, eine nahezu identische chemische Zusammensetzung von ungefähr $2[K_2Al_2Si_6O_{16}] + 3[Na_2Al_2Si_6O_{16}]$ besitzt. Ich sehe in diesem Umstande einen Beweis für die Richtigkeit meiner aus anderen Beobachtungen abgeleiteten Auffassung, dass diese verschiedenen Syenitpegmatitgänge — ob sie dem Typus von Fredriksvärn oder dem vom Langesundfjord zugehören — überhaupt als Gesteinsgänge mit in der Hauptsache einigermassen bestimmter chemischer Zusammensetzung zu betrachten sind.

Die Gänge sind dieser Auffassung gemäss die letzten magmatischen Reste, welche die Spalten der schon erstarrten Gesteinsmasse erfüllten und hier langsam auskristallisirten. Da der Feldspath die Hauptmasse der Gänge bildet, sind die letzteren, wie es nach den Umständen ihrer Entstehung zu erwarten wäre, z. Th. saurer, als das Hauptgestein, dessen Feldspath, wie die bis jetzt vorliegenden Analysen zeigen, etwas basischer ist*); der durchschnittliche Kieselsäuregehalt der Feldspäthe der Gänge ist nach den oben angeführten sieben ersten Analysen: 66,04, der Durchschnittsgehalt an SiO_2 des im Hauptgesteine (Augitsyenit) herrschenden Feldspathes ist dagegen nur 62,37 %; ferner ist auch der CaO -Gehalt im Feldspath der Gänge fast durchgehends sehr niedrig (höchstens $\frac{1}{2}$ — $1\frac{1}{2}$ %), im Feldspath des Hauptgesteins bedeutend grösser (4,64—4,66); umgekehrt ist der K_2O -Gehalt im Feldspath der Gänge grösser (durchschnittlich 7,09 %), im Feldspath des Hauptgesteins geringer (durchschnittlich 4,84 %). Der Feldspath des Hauptgesteins ist nun in grosser Ausdehnung, ebenso wie auf den Gängen von Fredriksvärn, ein Natronorthoklas, der jedenfalls zum Theil wohl auch als ein Kryptoperthit aufgefasst werden kann. Andererseits kommt aber im Hauptgesteine auch in grosser Ausdehnung ein asymmetrischer, von mir zuerst unter dem Namen Natronmikroklin ausgeschiedener Feldspath vor; Rosenbusch hat später diesen und nahe verwandte Feldspäthe als die Reihe der Anorthoklase zusammengefasst.

Ob es nun der grösseren Basicität des Hauptgesteins gegenüber der

*) Siehe meine Zusammenstellung: Die silur. Etagen 2 u. 3 etc. S. 261.

Zusammensetzung der Gänge, oder ob es den abweichenden Bedingungen beim Erstarren des Hauptgesteins und der Gangmassen zuzuschreiben ist, dass auf den Gängen bis jetzt in keinem einzigen Falle ein Anorthoklas beobachtet worden ist, muss dahin gestellt sein; jedenfalls ist es eine bemerkenswerthe Thatsache, dass auf unseren syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgängen ausnahmslos Feldspäthe der Anorthoklasreihe durchaus zu fehlen scheinen.

Was endlich die mechanische Verwachsung von Kaliorthoklas oder Mikroklin mit Albit zu Mikroperthiten verschiedener Art auf den Gängen des Langesundfjord-Typus betrifft, so scheint mir dieselbe, insofern meine Beobachtungen diese Frage beantworten können — die aufgewachsenen Krystalle ausgenommen — von ursprünglicher Bildung, nicht secundär. Da eine ganz übereinstimmende Verwachsung von primärer Bildung in den Mikroperthiten, welche den Hauptbestandtheil gewisser mittel- bis feinkörniger Nephelinsyenite des Langenthaler etc. ausmachen, auftritt, so scheint der primäre Charakter der als Hauptmineral unserer Gänge auftretenden Mikroperthite auch nicht auffällig. Es ist mir kein Umstand bekannt, welcher für eine secundäre Bildung dieser Mikroperthite — wie sie auf manchen granitischen Pegmatitgängen zu beobachten ist — sprechen dürfte.

Eine secundäre Zersetzung dieser nach meiner Ansicht primären Verwachsungen von Albit mit Kalimikroklin ist nicht ganz selten zu beobachten; es ist dabei der Albit aus dem Mikroperthit entfernt, der Mikroklin ist übrig geblieben und zeigt dann nach dem Weglösen des Albit eine eigenthümlich zellige, poröse und fibröse oder lamelläre Beschaffenheit. Da derartige poröse, ihres Albits beraubte Mikroperthite häufig eben an derartigen Localitäten vorkommen, wo eine sehr reichliche Zeolithbildung, und zwar von natronreichen Zeolithen, namentlich Analcim und Natrolith, stattgefunden hat, und da diese zellig-porösen Mikroklinskelette häufig an derartigen Vorkommnissen, z. B. an dem Zeolithvorkommen von Klein-Arö, von vollständig unzersetzttem Analcim und Natrolith bedeckt sind, scheint es mir recht wahrscheinlich, dass das Weglösen des Albit aus dem früher vorhandenen Mikroperthit, eben während der Zeolithbildung stattgefunden und theilweise (neben Eläolith, Sodalith etc.) das Material zur Bildung der Natronzeolithe abgegeben hat; gegen diese Auffassung spricht jedoch vielleicht, dass die Zeolithe nicht die zelligen Hohlräume der Mikroklinskelette ausgefüllt haben.

An dem Vorkommen von Klein-Arö ist auch der Mikroklin theilweise in weissen Kaolin zersetzt; gerade an diesem Vorkommen könnte die erwähnte Zersetzung vielleicht mit der erwähnten Flussspathbildung, welche der Zeolithbildung theilweise vorangegangen ist, in Verbindung zu bringen sein.

Sonst sind im Allgemeinen die Mikroperthite, welche den Hauptbestandtheil unserer Gänge bilden, besonders frisch und nur wenig zersetzt.

IV. Wasserhaltige Silicate.

Zeolithgruppe.

63. Analcim, Häü. (Eudnophit, Weibye.)

1814. J. F. L. Hausmann, Reise d. Skandinavien, 2, 408.
 1842. Awdejew, Pogg. Ann. 55, 408.
 1843. Th. Scheerer, Nyt Mag. f. Nat. 4, 433.
 1848. P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Arch. 22, 519.
 1849. — Neues Jahrb. S. 770.
 1850. — Pogg. Ann. 79, 303.
 1854. N. B. Müller, Nyt Mag. f. Nat. 9, 488 und Journ. f. pr. Chem. 69, 318.
 1859. Th. Scheerer, Pogg. Ann. 108, 428.
 1862. A. Des Cloizeaux, Man. d. Min. S. 395.
 1880. F. J. Wiik, Öfv. af Finsk. Vet. Soc. Förhandl. 22, Sep.-A. S. 24 (s. diese Zeitschr. 7, 489).
 1884. E. Bertrand und Damour, Bull. d. l. soc. min. d. Fr. S. 239 (s. diese Zeitschr. 8, 308).
 1888. J. Lemberg, Zeitschr. d. d. geol. Ges. 35, 612.
 1884. A. Des Cloizeaux, Bull. d. l. soc. min. d. Fr. 7, 78. Ref. d. Zeitschr. 11, 208.
 1885. M. A. Lacroix, ebenda 8, 259 (s. diese Zeitschr. 12, 658).
 1888. Michel Lévy und Lacroix, Les Minér. d. roches S. 305.

Der Analcim wurde aus unseren Gängen zuerst von Hausmann, später namentlich von Scheerer und Weibye erwähnt; die oft mehrere Zoll grossen Ikositetraeder desselben waren demnach schon früh beobachtet worden; unter den von Weibye hervorgehobenen Localitäten ist Lövä und Sundholmen bei Brevik, sowie Fredriksvärn zu nennen.

1850 beschrieb Weibye unter dem Namen Eudnophit (von εὖ und δνοφος, was auf »die schönen nebeligen Zeichnungen« des Minerals anspielen sollte) ein Mineral von Låven (Lamö), welches zwar die Zusammensetzung und das specifische Gewicht des Analcim hatte, trotzdem aber rhombische Krystallform besitzen sollte. Der von Weibye gezeichnete Krystall zeigt ein rhombisches Prisma mit dem Brachypinakoid und einem Makrodoma. Weibye's Winkelangaben zeigen sich, wie gewöhnlich, sehr unzuverlässig; er giebt nämlich folgende Werthe an: $(140):(1\bar{1}0) = 50^\circ$; $(140):(010) = 60^\circ$; $(140):(101) = 50^\circ$. Entweder müsste hier der erste Winkel 60° sein, oder der zweite 65° , oder beide Winkel müssten ungenau gemessen sein.

Schon 1854 giebt Müller an, dass Alles, was er von sogenanntem Eudnophit gesehen habe, nur Analcim gewesen sei; der von Weibye ge-

zeichnete Krystall dürfte nach Möller wahrscheinlich nur Feldspath gewesen sein.

Diese Auffassung Möller's wurde indessen wenig berücksichtigt. 1862 führte Des Cloizeaux den Eudnophit als besondere Species auf; Weibye's Messungen hat er so gedeutet, dass das Prisma einen Winkel von 60° haben würde. Des Cloizeaux sah in seiner Beobachtung, dass der Eudnophit eine ganz energische Doppelbrechung mit zwei deutlich getrennten Axen zeigte, einen Beweis für die Selbständigkeit desselben.

In den seitdem erschienenen Lehrbüchern galt demnach der Eudnophit im Allgemeinen als selbständige Species, als eine dimorphe Modification der Analcimsubstanz; doch wurde er hin und wieder mit Misstrauen aufgenommen (Rammelsberg, Groth). Merkwürdig genug fiel es keinem der Verfasser, welche sich mit der Doppelbrechung des Analcim eingehend beschäftigten — wie Mallard, Ben Saude, Klocke, Arzruni und Koch, v. Lasaulx, Klein, Stadtländer, Penfield etc. — ein, auch in Verbindung damit den sogenannten Eudnophit genauer zu studiren; die (unrichtigen) Winkelaugaben Weibye's haben wahrscheinlich zu dem Glauben verleitet, dass der Eudnophit wirklich ein selbständiges Mineral sei.

Von dieser Annahme geht auch Wiik aus; er untersuchte gelegentlich der Bearbeitung des sog. Gongylit auch den norwegischen Eudnophit und fand dabei, dass er »in polarisirtem Lichte eine in verschiedenen Richtungen verlaufende Zwillingsstreifung zeigt, ganz wie der Leucit, weshalb er, wie dieser, nicht-regulär ist«. Auch Bertrand schloss aus der beobachteten Zweiaxigkeit des Eudnophit auf eine Dimorphie mit Analcim. Lemberg meinte selbst einen chemischen Unterschied zwischen Analcim und Eudnophit gefunden zu haben, indem der letztere in HCl vollkommen zu einer klaren Flüssigkeit löslich wäre, während beim Analcim immer ein Theil der Kieselsäure schleimig abgeschieden wird.

1884 publicirte Des Cloizeaux die optische Untersuchung eines als Eudnophit betrachteten Minerals von Kangerdluarsuk in Grönland; dasselbe zeigte drei fast rechtwinklige und ungefähr gleich vollkommene Spaltungsrichtungen. Platten nach der vollkommensten derselben zeigten eine inhomogene Structur »avec de nombreux espaces quadrillés, dont les bandelettes très fines se croisent à angle droit et paraissent correspondre exactement aux deux clivages verticaux«. Auch die Auslöschung fand er fast parallel den Tracen dieser Spaltbarkeitsrichtungen. Die einzelnen Partien der Platten zeigten sich zweiaxig mit einer spitzen negativen Bisectrix, normal zur Platte austretend, und mit einem Axenwinkel von ca. 70° . Die Axenebenen angrenzender Partien wurden jedoch zum Theile rechtwinklig gegen einander orientirt gefunden, wobei die Dispersion einzelner Partien $\varrho > \nu$, anderer $\varrho < \nu$ ergab. Bei schwacher Erhitzung nimmt nach Des Cloizeaux der Axenwinkel in den ersteren schnell ab, bis er bei 75°

gleich 0° wird, wonach bei weiterer Erhitzung die Axen in einer rechtwinklig darauf orientirten Ebene wieder auseinanderweichen mit $\varrho < v$. Aus diesen Beobachtungen schloss Des Cloizeaux auf ein rhombisches Axenverhältniss des Eudnophit und betrachtete denselben als eine von dem Analcim getrennte Species, eine Auffassung, welcher sich auch Lacroix und neuerdings auch Michel-Lévy und Lacroix anschlossen.

Zur Entscheidung dieser Frage, ob der Analcim und der Eudnophit wirklich getrennte Species seien, schien es natürlich in erster Linie nothwendig, die Winkelmessungen Weibye's zu controliren. Es zeigte sich nämlich bei der Revision der Literatur über den Eudnophit, dass offenbar Niemand ausser Weibye selbst derartig begrenzte Krystalle, wie die von ihm beschriebenen, gesehen hat; auch Weibye giebt ausdrücklich an, dass die Krystalle des Eudnophit äusserst selten wären. Glücklicherweise konnte ich durch die Freundlichkeit des Herrn Oberlehrer C. Schultz in Drontheim sämmtliche Originale Weibye's, welche jetzt der Gesellschaft der Wissenschaften in Drontheim gehören, bei meiner Untersuchung benutzen. Unter dem Originalmateriale Weibye's von Eudnophit befanden sich nun drei Stufen, welche mit seiner eigenen Handschrift als Krystalle von Eudnophit von Brevik (Låven) etikettirt sind. Die Untersuchung dieser Stufen bestätigte vollständig die schon von Möller ausgesprochene Auffassung, dass der Eudnophit lediglich Analcim ist.

Einer der drei Krystalle ist ein ungefähr $\frac{1}{2}$ cm grosser, der äusseren Erscheinung nach dem Eudnophit ähnlicher Krystall von graulichweissem, halbklaarem Eläolith (mit ∞P und $0P$). Der zweite Krystall ist ein solcher von weissem, ebenfalls einigermassen dem Eudnophit ähnlichen Feldspath. Der dritte Krystall endlich, welcher wirklich Eudnophit, d. h. Analcim ist, zeigt keine idiomorphe Begrenzung; die scheinbaren Krystallflächen sind theils Spaltungsflächen, theils Abdruckflächen von Feldspathkrystallen, zwischen welchen der Eudnophit-Analcim als jüngere Bildung eingeklemmt gewesen ist. Von diesen drei »Eudnophitkrystallen« ist es nun offenbar der aus Feldspath bestehende Krystall, welcher als Original für Weibye's Messungen und für die von Weibye mitgetheilte Figur gedient haben muss; die frei herausragende Ecke dieses Feldspathkrystalles, welche für Messungen mit dem Anlegegoniometer zu klein ist, um genaue Werthe zu liefern, ist nämlich begrenzt von $\{010\}\infty R\infty$, $\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}P$ und $\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\}$ und $\{004\}0P$. Der Winkel $(\bar{1}\bar{1}\bar{1}):(\bar{1}\bar{1}\bar{1}) = 53^\circ 46'$ entspricht Weibye's $(440):(440) = 50^\circ$ am Eudnophit, ebenso der Winkel $(\bar{1}\bar{1}\bar{1}):(004)$ des Feldspath $= 55^\circ 48'$, dem Winkel Weibye's $(440):(404) = 50^\circ$ am Eudnophit. Weibye's Messungen sind hier wie gewöhnlich (s. unter Mosandrit etc.) nur innerhalb einer Fehlergrenze von ca. 5° richtig, und Möller's Vermuthung, dass Weibye's Eudnophitkrystalle nur Feldspathkrystalle gewesen sind, hat sich somit vollständig bestätigt.

Mit diesen Beobachtungen ist nun aber die Eudnophitfrage nur zur Hälfte beantwortet; es war ferner noch nöthig, zu beweisen, dass der Eudnophit von Låven die Krystallform des Analcim besitzt. Es gelang mir nun schon seit mehreren Jahren, auf Låven gut begrenzte Krystalle von echtem typischem, graulichweissem, halbklarem Eudnophit zu finden, welche sämmtlich die gewöhnlichste Analcimform $\{244\}202$ zeigen. Es war damit vollständig entschieden, dass der Eudnophit mit dem gewöhnlichen Analcim unserer Gänge identisch ist, ein Resultat, welches durch die optische Untersuchung der verschiedenen Analcimvorkommnisse unserer Gänge nur noch mehr bestätigt wurde.

Für diese optische Untersuchung liess ich von den wichtigsten Analcimvorkommnissen unserer Gänge eine hinreichende Anzahl Dünnschliffe anfertigen; es zeigte sich dabei, dass durch und durch isotroper Analcim auf unseren Gängen nur selten vorkommt; die meisten Vorkommnisse sind doppeltbrechend, obwohl in sehr verschiedenem Grade, und selbst an einem und demselben Vorkommen, ja in einem und demselben Dünnschliffe wechseln mehr und weniger stark doppeltbrechende bis ganz isotrope Partien mit einander ab.

Isotroper Analcim. Vollständig isotrop fand ich nur ein einziges Vorkommen von Eikaholmen bei Arö. Dieser Analcim hatte eine lebhaft honiggelbe Farbe und war in frischen Partien durchscheinend bis halbdurchsichtig; da ich der ungewöhnlichen Farbe wegen die Bestimmung des Minerals als Analcim für zweifelhaft ansah, führte ich eine Analyse desselben aus, welche unten in der Columnne IX angeführt ist. Diese sowohl als das spec. Gew. 2,263 bestätigte die Bestimmung des Minerals als Analcim. Präparate dieses Analcims, welcher als jüngste Bildung und zwar als Ausfüllungsmasse zwischen Krystallen von Leukophan und Kataplett in geringer Menge vorkam, zeigten sich theils isotrop, theils so äusserst schwach doppeltbrechend, dass erst durch die Anwendung einer sensiblen Gypsplatte eine Doppelbrechung nachgewiesen werden konnte.

Doppeltbrechender Analcim. Am stärksten doppeltbrechend ist der typische Eudnophit Weibye's, welcher hauptsächlich auf Låven vorkommt. Derselbe bildet hier graue, halbdurchsichtige bis durchscheinende, in der Regel nur allotriomorph begrenzte Zwischenklemmungen zwischen älteren Mineralien, namentlich Feldspath. Die Spaltbarkeit ist oft recht vollkommen nach den drei Würfflächen.

Aus einem grösseren Eudnophitbruchstücke spaltete ich einen wohlbegrenzten Würfel aus; von diesem wurden drei Präparate parallel den drei Würfflächen (100), (010) und (001), ferner ein Präparat parallel einer Oktaëderfläche (111) und endlich eines nach einer Rhombendodekaëderfläche (104) verfertigt.

1. Präparate parallel den Würfelflächen.

Die drei Präparate parallel den Würfelflächen verhalten sich der Hauptsache nach gleich und zeigen, dass alle drei Flächen gleichwerthig sind; da jedoch bei der genauen Beobachtung einige Verhältnisse besser im einen, andere im anderen Präparate ausgebildet waren, sollen sie hier zuerst getrennt beschrieben werden.

In dem Präparat parallel (400) fanden sich erstens ungleich stark doppelbrechende Partien; einige Stellen in dem recht dünnen Präparate zeigten eine ziemlich starke Doppelbrechung mit gelber Interferenzfarbe, andere Stellen dagegen zeigten sich ganz schwach doppelbrechend mit tief grauer Interferenzfarbe. Ungefähr die Hälfte des Präparates war stark, die andere Hälfte schwach doppelbrechend. Diese Partien mit ungleicher Doppelbrechung sind nicht durch Uebergänge verbunden, sondern scharf gegeneinander abgegrenzt. Die Grenzen verlaufen dabei ganz unregelmässig, indem die beiden unregelmässig doppelbrechenden Substanzen innig durcheinander gewachsen sind, wie ein Blick auf Taf. XXVI Fig. 1 lehrt, wo die schwächer doppelbrechende Substanz mit grauem Grundtone bezeichnet ist.

Die stärker doppelbrechende Substanz ist durch und durch von zahlreichen Zwillinglamellen erfüllt; das Präparat sieht ganz wie ein Plagioklasschliff aus, denn die Lamellen sind ebenso regelmässig geradlinig, scharf begrenzt wie bei den Plagioklasen und die Doppelbrechung ebenso stark wie beim Labrador*). Die Hauptmasse der Zwillinglamellen verlaufen parallel den Tracen von (040); ausserdem finden sich aber auch zwei rechtwinklig dazu angeordnete Systeme von Zwillinglamellen parallel den Tracen von (004). Die Lamellen der beiden ersten und der darauf rechtwinkligen Systeme durchkreuzen einander dabei häufig, wie bei manchen Plagioklasen. Die Auslöschungswinkel der Lamellensysteme sind nicht in allen Theilen des Präparates gleich; die gewöhnlichste Auslöschung ist 6° bis 7° ; an anderen Stellen bis $12\frac{1}{2}^{\circ}$ (rechts) in der einen Hälfte der Lamellen, während für die andere Hälfte ca. 40° (links) gefunden wurde; doch kommen auch Stellen vor, wo die eine Hälfte der Lamellen parallel auslöscht. An anderen Stellen des Präparates löschen die Lamellensysteme symmetrisch zur Trace von (040) aus, 6° links und 6° rechts. Zu bemerken ist ferner der deutliche Zusammenhang zwischen den Spalten des Präparates, namentlich nach (040) und (004), und der Zwillinglamellirung. Ganz wie bei gepressten Plagioklasen sieht man nämlich häufig, ja überall im Präparate, wie die Zwillinglamellen eines stark lamellirten Streifens

*) Wenn deshalb Lacroix von dem Eudnophit bemerkt: »La biréfringence est très faible« etc., ist dies ganz unrichtig oder wenigstens nur theilweise richtig.

nur bis an eine Spalte nach (004) fortsetzen; das ganze Präparat wird dadurch eigenthümlich mosaikartig getheilt.

Auch unregelmässig verlaufende Spalten zeigen einen deutlichen Zusammenhang mit den Zwillingslamellen.

Die schwach doppeltbrechenden Partien des Präparates sind nicht weniger voll von Zwillingslamellen, als die eben beschriebenen stärker doppeltbrechenden. Die Lamellen verlaufen auch hier in denselben Richtungen, und es finden sich auch hier gekreuzte Systeme. Die Auslöschungswinkel sind aber andere, nämlich theils ca. $22\frac{1}{2}^{\circ}$ (rechts) und ca. $42\frac{1}{4}^{\circ}$ (rechts), theils findet auch stellenweise parallele Auslöschung statt, endlich für das eine System der Lamellen eine Schiefe von ca. 6° , $42\frac{1}{4}^{\circ}$ oder $22\frac{1}{4}^{\circ}$ links. Stellenweise ist die Auslöschung ganz unbestimmt und ulirend. Ferner ist hier zu bemerken, dass ausser den scharfen Lamellensystemen parallel den Tracen der Würfflächen sich auch noch andere gekreuzte Lamellensysteme finden, welche diagonal zu den herrschenden und also den Tracen der Rhombendodekaëderflächen (041) und (0 $\bar{4}$ 1) parallel sind. Diese letzteren Lamellensysteme sind breiter und mehr verwaschen, als die scharfen Lamellen nach den Würfflächen. Bei genauerem Untersuchen findet man übrigens diese Lamellensysteme nach den Rhombendodekaëdertracen auch in den stärker doppeltbrechenden Partien, hier aber sehr spärlich und untergeordnet.

Die Partien des Präparates mit der schwach doppeltbrechenden Substanz sind beim ersten Anblick oft täuschend ähnlich Präparaten von Leucit nach den Würfflächen; nur ist der Unterschied zu bemerken, dass die feinen, scharfen Zwillingslamellen beim Leucit parallel den Tracen der Rhombendodekaëderflächen, beim Eudnophit dagegen parallel den Tracen der Würfflächen liegen, während umgekehrt die breiten verwaschenen Lamellen beim Leucit parallel den Tracen der Würfflächen, beim Eudnophit parallel denen der Rhombendodekaëderflächen sind.

Das Präparat parallel der Würffläche (040) zeigte ganz wie dasjenige nach (400) Partien mit stärkerer und solche mit ganz schwacher Doppelbrechung, unregelmässig durcheinander gewachsen.

Die Partien mit stärkerer Doppelbrechung waren auch hier voll von Zwillingslamellen, parallel den Tracen von (400) und untergeordnet von (004); die Lamellen besitzen in dieser Platte symmetrische Auslöschung ca. 7° — 8° rechts und 7° — 8° links, ganz wie bei gewöhnlichen Plagioklaspräparaten; deshalb dürfte, wenn die Auslöschung in dem Präparate nach (400) nicht genau symmetrisch war, dies zufälligen Umständen zuzuschreiben sein. Auch in diesem Präparate nach (040) macht sich der Zusammenhang zwischen den Lamellen und den Spaltbarkeitsrissen, besonders nach (004), sehr auffällig bemerkbar (Taf. XXVI Fig. 2). Die diagonalen Lamellensysteme finden sich ebenfalls.

In den schwach doppelbrechenden Partien beobachtet man in diesem Präparate Stellen, welche sich fast ganz isotrop verhalten. Uebrigens finden sich die schon beim vorigen Präparate erwähnten Verhältnisse insofern wieder, als auch hier nicht nur die Zwillingslamellensysteme parallel den Tracen von (100) und (004), sondern auch, stellenweise vorherrschend, die breiteren, verwaschenen Zwillingslamellensysteme nach den Tracen von den Rhombendodekaëderflächen (104) und ($\bar{1}$ 04) auftreten. Ausserdem finden sich aber auch Partien fast ohne Zwillingsstreifen der gewöhnlichen Systeme; es ist die Auslöschung in diesen Partien ca. 40° rechts und 40° links zur Trace von (100); die Lamellen nach den Diagonalsystemen dagegen löschen hier in diesem Präparate zum Theil parallel ihrer Längsrichtung, also 45° rechts und links von der Trace von (100) aus (s. Fig. 2).

Das dritte Präparat endlich, nach (004), zeigt ganz dieselben Verhältnisse, wie die übrigen. Auch hier herrschen in der stärker doppelbrechenden Substanz scharfe Zwillingslamellen nach den beiden Systemen parallel den Tracen der Würfelflächen (100) und (004) vor. Der Auslöschungswinkel ist hier ungefähr 6° rechts und links, ganz symmetrisch. Die schwach doppelbrechenden Partien sind hier fast isotrop und bestehen grösstentheils aus verwaschenen Lamellen nach den Diagonalsystemen.

In convergentem Lichte betrachtet zeigen die Präparate nach den Würfelflächen in den stärker doppelbrechenden Partien den Austritt einer ganz schief gelegenen Bisectrix, mit einem Axenwinkel von solcher Grösse, dass die beiden Hyperbeln in der 45° -Stellung ausserhalb des Gesichtsfeldes fallen. In den schwächer doppelbrechenden Partien tritt ebenfalls eine Bisectrix, weniger schief und mit einem kleineren Axenwinkel, aus; die fast ganz isotropen Partien, die bisweilen vorkommen, verhalten sich zum Theil fast wie Stellen eines regulären Minerals.

Mittels einer sensiblen Gypsplatte (Roth erster Ordnung) untersucht zeigte sich folgendes interessante Verhalten. Es wurde oben erwähnt, dass in den Präparaten Lamellen nach zwei verschiedenen, einander rechtwinklig kreuzenden (den Tracen der Würfelflächen, welche senkrecht zur Schnittfläche stehen, parallelen) Systemen vorhanden sind. Häufig kreuzen sich diese Lamellen; viel häufiger aber sind Partien mit Lamellen nur in der einen, oder nur in der anderen Richtung, welche scharf voneinander abgrenzen, was namentlich in den stärker doppelbrechenden Partien der Fall ist. Durch die Untersuchung mittels der Gypsplatte zeigte sich nun, dass die Längsrichtung der Lamellen, ob sie dem einen oder dem anderen Systeme angehören, immer die Richtung der grössten Elasticität von den beiden in der Schnittfläche liegenden Schwingungsrichtungen ist. Man sieht deshalb mittels der Gypsplatte sehr scharf, wie die Partien mit ungleicher optischer Orientirung senkrecht aufeinander angeordnet durch-

einander gewachsen sind und im ganzen Präparate ein oft sehr buntes Mosaik bilden.

2. Präparat nach der Rhombendodekaëderfläche $\{101\}\infty 0$.

Ein Präparat nach dieser Fläche zeigt zwischen gekreuzten Nicols ein buntes Mosaik von durcheinander gewachsenen, unregelmässig begrenzten Feldern mit verschiedener Auslöschung. Die eine Art von Feldern (Fig. 6) enthält zahlreiche Zwillingslamellen nach denjenigen Würfflächen, welche senkrecht zur Schnittfläche liegen, also $(0\bar{1}0)$ und (010) . Diese Lamellen sind scharf begrenzt und löschen, das eine System parallel oder nahezu parallel, das andere unter einem Winkel von ungefähr 44° gegen die Lamellenrichtung aus. Die andere Art von Feldern zeigt ebenfalls zahlreiche Zwillingslamellen, theils scharfe und feine, theils häufig breitere und mehr verwaschene, die letzteren wohl nach den Würfflächen, welche mit der Schnittfläche Winkel von 45° bilden, also (100) und (001) , die ersteren vielleicht nach den Rhombendodekaëderflächen, die auf der Schnittfläche senkrecht stehen ($\bar{1}01$ und $10\bar{1}$). Die Lamellen dieser Systeme löschen, das eine System ungefähr parallel, das andere unter einem Winkel von ca. 6° aus. Die Doppelbrechung ist in beiden Arten von Feldern nur wenig verschieden, doch deutlich etwas geringer in denjenigen erster Art. Auch ist ein Theil des Präparates ziemlich frei von Lamellen, theilweise auch von ganz unregelmässigen, selbst leise gebogenen Lamellen erfüllt; derartige Theile des Präparates zeigen ganz unbestimmte Auslöschungswinkel.

In convergentem Lichte betrachtet zeigt sich ein wesentlicher Unterschied zwischen den beiden Arten von Feldern. In den schwächer doppelbrechenden Feldern erster Art tritt keine Bisectrix, sondern nur eine einzelne optische Axe aus, deren Axenbalken parallel der Lamellenrichtung (010) ist. In den etwas stärker doppelbrechenden Partien dagegen tritt eine Bisectrix ungefähr senkrecht aus, einen recht grossen Axenwinkel halbirend; die Axenebene parallel der Längsrichtung der Lamellen dieser Felder (s. Taf. XXVI Fig. 6).

Mittels des sensiblen Gypsblättchens untersucht zeigen sich die ungleichen Felder senkrecht aufeinander orientirt; die grösste Elasticitätsaxe der Schnittfläche ist wieder in beiden Feldern parallel der Längsrichtung ihrer respectiven Lamellen, also in beiden Arten von Feldern senkrecht aufeinander. Wenn nicht der Unterschied in convergentem Lichte vorhanden gewesen wäre, würden also die zwei Arten von Feldern sich optisch als in Zwillingsstellung nach Rhombendodekaëderflächen orientirt verhalten. Bei anderen Platten ist dies Verhältniss auch ausgesprochen vorhanden (s. unten).

3. Ein Präparat nach der Oktaëderfläche {111}

zeigte eine Feldertheilung von auf dreierlei Weise orientirter Substanz, wobei die einzelnen Orientierungsarten ganz unregelmässig durcheinander greifen. Die Auslöschung ist in den drei verschiedenartigen Feldercomplexen etwas ungleich in Bezug auf die jedem einzelnen zunächst liegende Trace der Würfelflächen. Grössere Partien der Felder sind ohne Zwillingslamellen; solche kommen jedoch vor, theils nach den Tracen von Würfelflächen, theils nach denen von solchen Rhombendodekaëderflächen, welche zur Schnittfläche senkrecht stehen. Diese letzteren sind scharf begrenzt, diejenigen nach den Würfelflächen verwaschen. Die Auslöschungswinkel sind schwierig zu fixiren und scheinen in den verschiedenen gleich orientirten Theilen des Präparates wenig gut übereinstimmend und ganz unsymmetrisch.

Fassen wir die Beobachtungen über die Präparate dieser ausgesuchten Stufe des typischen Eudnophit von Låven zusammen, so ergiebt sich also, dass derselbe der Hauptsache nach aus Zwillingslamellen nach den Würfelflächen von theils stark doppeltbrechender, theils ganz schwach doppeltbrechender Substanz aufgebaut ist; die Auslöschungswinkel der Lamellensysteme mit den Tracen der Spaltungsrichtungen nach den Würfelflächen zeigen, dass der Eudnophit sich in seinem jetzigen Zustande bei gewöhnlicher Temperatur asymmetrisch verhält. Abgesehen von den Unregelmässigkeiten, welche offenbar theils von dem Einflusse der zufälligen äusseren Begrenzung, theils von störenden Spannungsverhältnissen herrühren, scheint der Eudnophitcomplex der Hauptsache nach aus Zwillingslamellen von sechs verschiedenen Individuen mit asymmetrischer Molekularstructur aufgebaut, welche durcheinander gewachsen und von denen je zwei in Zwillingsstellung nach einer der Flächen (100), (010) oder (001) des ursprünglichen regulären Analcims orientirt sind; ausser diesen Zwillingslamellen finden sich untergeordnet auch andere nach den Flächen, welche den Rhombendodekaëderflächen des ursprünglichen regulären Analcims entsprechen. Auch eine deutliche Zwillingsorientirung der grösseren Felder nach den Rhombendodekaëderflächen lässt sich bisweilen nachweisen.

Obwohl in manchen Beziehungen an den Leucit erinnernd, ist der Bau des Eudnophit-Analcims demnach insofern beträchtlich davon verschieden, als die Zwillingslamellirung nach den Würfelflächen, nicht nach den Rhombendodekaëderflächen, bei dem letzteren die Hauptrolle spielt, und ferner dadurch, dass der Molekularbau auf ein asymmetrisches, nicht auf ein rhombisches Krystallsystem zurückgeführt werden müsste.

stimmen, wie die Beschreibungen von Ben Saude, Klocke, v. Lasaulx, Arzruni und Koch, Stadtländer etc. zeigen, nicht mit den »optischen Anomalien« überein, wie sie bei den bis jetzt untersuchten durchsichtigen, schön krystallisirten Analcimen von den Cyclopeninseln, vom Aetna, von den Kerguelninseln etc. vorgefunden wurden. Ein derartiger Zwillingsbau mit scharfen Zwillingslamellen nach den Würfelflächen durch die ganze Ausdehnung der Präparate ist, soviel mir bekannt, bis jetzt am Analcim nicht beschrieben, wenn von den kurzen Bemerkungen von Des Cloizeaux und Wiik über den Eudnophit abgesehen wird.

Da die genannten Untersuchungen des Analcim nur kleinere, vollständiger ausgebildete Krystalle mit gut erhaltenen Flächen zum Gegenstande hatten, musste der Gedanke nahe liegen, dass bei diesen der Einfluss der äusseren Begrenzung so durchgreifend wäre, dass ein von derselben unabhängiger Gleichgewichtszustand, wie er im Inneren grösserer Krystalle von unseren Gängen für den Analcim charakteristisch vorgefunden wurde, bei derartigen kleinen Krystallen überhaupt nicht zur Ausbildung kommen konnte; es müssten dann auch auf unseren Gängen, wenn diese Auffassung berechtigt wäre, kleine, ringsherum wohlbegrenzte Krystalle den Einfluss der äusseren Begrenzung in ausgesprochener Weise zeigen. Um diese Frage zu beantworten, wurden daher von wohlbegrenzten ikositetraëdrischen Krystallen Präparate angefertigt.

Kleine, ringsherum ausgebildete Krystalle konnte ich unter meinem recht reichlichen Materiale nicht vorfinden; da der Analcim nämlich stets aufgewachsen vorkommt, so waren die Krystalle, welche für die Untersuchung geopfert werden konnten, stets unvollständig begrenzt.

1. Präparate nach $\infty 000$.

Das Taf. XXVI Fig. 5 dargestellte Präparat, durch die Mitte eines ungefähr $3\frac{1}{2}$ mm grossen Krystalles nach $\{004\}\infty 000$ geschnitten, zeigte sechs Basiskanten des Ikositetraëders 202; die Untersuchung desselben in parallel polarisirtem Lichte zwischen gekreuzten Nicols und besonders durch die sensible Gypsplatte bestätigte nun die Vermuthung, dass die oben beschriebene Structur des Eudnophit, welche auch bei dem gewöhnlichen Analcim unserer Gänge vorgefunden wurde, für die inneren, von der äusseren Begrenzung wenig beeinflussten Theile der Analcimkrystalle charakteristisch ist. Wir finden nämlich, wie die Figur zeigt, auch im Inneren dieses kleinen Krystalles dieselben Systeme von scharf begrenzten Zwillingslamellen nach den beiden zur Schnittfläche senkrechten Würfelflächen, und ganz untergeordnet auch verwaschene Lamellen nach den Diagonalsystemen (parallel den Rhombendodekaëderflächen).

Andererseits zeigen aber die peripherischen Theile in ihrem Aufbau eine deutliche Abhängigkeit von der äusseren Umgrenzung, welche in einer sehr ausgesprochenen zonaren Anordnung zum Ausdruck kommt. Die äussere Umgrenzung bildet den grössten Theil eines Achtecks mit Winkeln von $126^{\circ} 52'$ und $143^{\circ} 8'$; die spitzeren Winkel werden durch die Hauptaxen halbiert, die stumpferen durch die trigonalen Zwischenaxen. Parallel der äusseren Umgrenzung finden sich nun ausserhalb des von Zwillinglamellen nach den Würfelflächen erfüllten inneren Kerns eine Anzahl schmaler Randzonen, welche beiderseits der genannten regulären Symmetrieaxen unter gleichen Winkeln rechts und links auslöschen. Wenn das Präparat so eingestellt wird, dass die Hauptaxen der Schnittfläche mit dem Fadenkreuze des Oculars zusammenfallen, und man dann das Präparat um ca. 5° — 7° nach links dreht, so werden gleichzeitig oder ungefähr gleichzeitig das eine Lamellensystem des Kerns (grösstentheils) und die Randfelder 4, 3 und 6 (grösstentheils) dunkel, beim Drehen um denselben Winkel nach rechts werden das andere Lamellensystem des Kerns und die Randfelder 2 und 5 (grösstentheils) gleichzeitig dunkel. Die Breite dieser Randzone ist in den verschiedenen Sektoren ungleich, im vorliegenden Falle gewöhnlich nur ca. $\frac{1}{4}$ mm, also unbedeutend im Vergleiche mit dem Kern; die Grenzen zwischen den aneinanderstossenden Randfeldern fangen an der Ecke selbst an, verlaufen aber von hier ab nach dem Inneren des Kristalles nicht regelmässig nach den Symmetrieaxen, sondern ganz unregelmässig.

Die Randzone eines jeden Sectors ist ferner nicht einheitlich, sondern aus einer grösseren oder kleineren Anzahl mit der Umgrenzung paralleler Zonen zusammengesetzt, welche sich in Zwillingstellung zu einander befinden; immer ist jedoch das eine System dieser mit der Umgrenzung parallelen Lamellen in jedem Sector vorherrschend, und zwar abwechselnd in den aneinander grenzenden Sektoren das rechts und das links auslöschende System; in der Randzone des Sectors 2 (Fig. 5) liegen z. B. zwei schmale Zonen, welche gleichzeitig mit der Hauptmasse des angrenzenden Sectors 4 auslöschen. Ueberhaupt kommt häufiger entgegengesetzte Auslöschung bei der äussersten Zonarschicht im Vergleiche mit dem inneren Theile der Randzone vor.

Bisweilen, wie im Sector 6, setzt die Randzonenbeschaffenheit der Substanz sich auch bis nach dem Inneren hin fort, während in anderen Sektoren (4) die Grenze zwischen der charakteristischen Randzone und dem charakteristischen Kerne ganz scharf, und zwar der äusseren Umgrenzung parallel ist.

Auch der innere Kern löst sich übrigens bei der näheren Betrachtung in unregelmässig begrenzte Felder auf. So z. B. verlaufen in dem Kernfelde, welches dem Sector 4 angehört, die Zwillinglamellen grösstentheils

von vorn nach hinten den Tracen von (040) parallel, während dieselben im Kernfelde des Sectors 2 grösstentheils rechts-links parallel den Tracen von (400) angeordnet sind. Ferner herrscht im Kernfelde 4 dasjenige System von Zwillingslamellen vor, welches durch Drehen des Präparates um 5° — 7° nach rechts auslöscht, während im angrenzenden Kernfelde 5 z. B. das durch Drehen nach links auslöschende System dominirt. Die Grenzen zwischen den Kernfeldern sind zum Theil Fortsetzungen der Grenzen zwischen den Randzonen der verschiedenen Sektoren.

Wenn oben die Auslöschungswinkel der verschiedenen Felder im Allgemeinen zu 5° — 7° rechts oder links angegeben wurden, muss hier doch hervorgehoben werden, dass diese Werthe nur das allgemeine Verhältniss charakterisiren; ausnahmsweise findet man andere Werthe bis 0° und andererseits auch grössere als 7° . Ueberhaupt ist es zuerst nicht leicht, die Auslöschung bestimmt zu fixiren, da theils die Doppelbrechung in den verschiedenen Theilen des Präparates etwas variirt (in dem punktirten Theile des Kernfeldes 4 ist die Substanz fast vollkommen isotrop), theils auch hier und da Spannungserscheinungen störend einwirken.

In convergentem Lichte zeigt sich in sämmtlichen in der Fig. 5 mit grauem Grundtöne bezeichneten Feldern der Austritt einer (stumpfen?) positiven Bisectrix, welche einen grossen Axenwinkel halbt (die beiden Hyperbeln liegen in der 45° -Stellung ausserhalb des Gesichtsfeldes); die Axenebene ist ungefähr parallel der Lamellenrichtung dieser Felder, welche, wie die Untersuchung mit der sensiblen Gypsplatte zeigte, die Richtung der grössten Elasticität ist. In allen weiss gelassenen Feldern ist die optische Orientirung, wie es oben beim Eudnophit gefunden wurde, senkrecht zu derjenigen der anderen Felder, die Axenebene also wieder ungefähr parallel der Längsrichtung der Lamellen.

Der ganze Schliff verhält sich also optisch wie ein Zwilling nach einer Rhombendodekaëderfläche, dessen Einzelindividuen einander sowohl in den Randfeldern, als in den Kernfeldern durchdringen; jedes Einzelindividuum dieses Zwillings ist aber wieder aus zahlreichen asymmetrisch sich verhaltenden Zwillingslamellen nach den Würfelflächen aufgebaut. Dies ist derselbe Bau, welcher auch beim Eudnophit gefunden wurde.

Die oben beschriebene Beschaffenheit der Randzonen lässt sich zum Theil mit den älteren Beobachtungen über den Analcim an Platten parallel dem Würfel ikosatetraëdrisch ausgebildeter Krystalle in Einklang bringen; so sind nach Ben Saude*) derartige Schnitte in acht Sektoren getheilt, welche nicht gleichzeitig dunkel werden: »Wird der Schliff um ein Weniges (3° — 5°) nach rechts oder links gedreht, so erscheinen innerhalb der . . . acht Felder abwechselnd vier dunkel und vier hell, und es greifen von

*) Neues Jahrb. f. Min. 1882, 1, 63 (Ref. diese Zeitschr. 7, 404).

einem Sector farbige Streifen in den anderen hinein« etc. Präparate von derartigen Analcimvorkommnissen, wie die von Ben Saud beschrieben, zeigten mir, dass die Eigenschaften derselben mit der Randzonenbeschaffenheit der Eudnophit-Analcimpräparate einen Vergleich gestatten. Schliffe durchsichtigen Analcims (durchaus ähnlich demjenigen von den Cyclopininseln mit ikositetraëdrischem Typus) von Mörefjär bei Arendal zeigten mir in der That, dass selbst die parallel den Würfelflächen verwachsenen Zwillinglamellensysteme, welche die Kerntheile des Eudnophit-Analcim unserer Gänge charakterisiren, auch beim gewöhnlichen durchsichtigen Analcim nicht fehlen, indem ich solche im innersten Kerne dieses Analcim von Mörefjär beobachtete.

Präparate grösserer Krystalle von Eudnophit-Analcim mit erhaltener Umgrenzung zeigten nun durchgehends ähnliche Verhältnisse, wie die oben beschriebenen, nur dass die Randzonenstructur bei diesen im Vergleich mit der Kernstructur relativ noch mehr zurücktritt, indem die Randzonen in der Regel auch bei grösseren Krystallen relativ schmal sind. Häufig beobachtet man aber in den Randzonen ausser der oben beschriebenen Structur auch noch eine charakteristische Ausbildung von breiteren, verwaschenen, zwischen gekreuzten Nicols abwechselnd hellen und dunklen Streifen, welche eine radiale Anordnung besitzen. Taf. XXVI Fig. 3 stellt eine Ecke einer Analcimplatte mit derartiger Structur dar. Die Lamellenstreifen bilden mit der Normalen der umgrenzenden Kanten ungefähr 42° in den inneren Zonen, ungefähr 48° in den äusseren Zonen; diese Winkel sind jedoch wenig bestimmt, indem stellenweise die Lamellenstreifen fast der genannten Kantennormale parallel sind. Auch die Auslöschungswinkel dieser Streifen sind sehr unbestimmt, häufig jedoch mit denen der inneren Kerntheile einigermaßen zusammenfallend. Ähnliche Lamellenstreifen fand ich auch im Analcim von Mörefjär.

Ausserdem ist zu bemerken, dass in den Randzonentheilen bisweilen auch völlig isotrope oder fast isotrope Streifen (4, 2 und 3, in Fig. 3, rein schwarz gehalten) theils parallel den umgrenzenden Kanten, theils parallel den eben genannten Lamellenrichtungen, theils unregelmässig begrenzt, beobachtet wurden; ganz entsprechende Verhältnisse fand ich auch beim Analcim von Mörefjär.

2. Präparate nach ∞O .

Die inneren Theile zeigten wieder dieselbe Structur, welche oben bei dem Eudnophit von Låven gefunden wurde; vorherrschend zeigten sich Lamellensysteme mit einer Längsrichtung parallel der Hauptsymmetrieaxe, welche den $109^\circ 28'$ betragenden Winkel der Tracen der beiden zur Schnittfläche senkrechten Flächen von 202 halbt. Diese Lamellensysteme sind oft sehr fein und scharf (nicht so verwaschen, wie oben beim Eudnophit

beobachtet wurde). Die Auslöschungswinkel der Zwillingslamellen beider Systeme sind in angrenzenden Feldern oft ungleich; an der in Fig. 7 dargestellten oberen Ecke löschen die Lamellen im Kernfelde oben rechts um 44° links und 6° links aus, im Kernfelde oben links dagegen um ca. 7° rechts und 2° rechts. Die Auslöschungswinkel sind aber in anderen Theilen des Präparates zum Theil andere und überhaupt, wie gewöhnlich, recht unbestimmt und wenig constant.

Die Randfelder sind in Präparaten nach der Rhombendodekaëderfläche natürlich nicht alle gleichwerthig; man muss nämlich hier die Randfelder, deren Umgrenzung durch die zur Schnittfläche senkrechten Ikositetraëderflächen gebildet wird (1, 2, 3 in Fig. 7), von denjenigen unterscheiden, deren Umgrenzung den Tracen der zur Schnittfläche nicht senkrechten Ikositetraëderflächen entspricht (4 und 5 in Fig. 7; vergl. auch Fig. 8).

In den Randfeldern erster Art sieht man, wie die Fig. 7 zeigt, zahlreiche scharfe Zwillingslamellen, deren Längsrichtung mit der Trace von (100) ca. 44° , mit der Normale zur Umgrenzung der Randfelder theils ca. 22° , theils ca. 46° bildet; es sind diese scharfen Lamellen dieselben, welche in den Randfeldern der Dünnschliffe nach den Würfelflächen breit und verwaschen erscheinen. Dieser Umstand scheint darauf hinzudeuten, dass diese Zwillingslamellen nach einer Triakisoktaëderfläche verwachsen sind; der oben gefundene Winkel $(hhl):(110)$ entspricht ungefähr der einfachen Form {331}30, welche für diesen Winkel $13^\circ 46'$ erfordern würde. Die Auslöschungswinkel derselben sind verschieden; im Randfelde oben links löscht das eine System 6° links, das andere 44° rechts aus; im Randfelde rechts dagegen löscht das eine System um 3° links, das andere um 7° rechts aus, es scheinen aber auch hier die Auslöschungswinkel wenig constant zu sein.

Ausser diesen Partien mit radial angeordneten Zwillingslamellen finden sich in diesen Randfeldern andere, welche der äusseren Umgrenzung parallel gestreift sind, wie z. B. oben rechts. Die Streifen sind sehr wenig scharf begrenzt, zum Theil mit undulirender Auslöschung; die Auslöschungswinkel sind sehr verschieden von ca. 24° — 7° rechts und 3° — 12° links. Stellenweise verlieren sich die Lamellenstreifen ganz unmerklich und es resultiren recht ausgedehnte Partien ohne Streifen.

Wichtig scheint die Beobachtung, dass die Grenzen der Randzonen gegen die anstossenden Kernfelder in diesem Präparate ganz unregelmässig erscheinen. Im unteren Theile des oberen rechten Randfeldes z. B. sieht man, wie die radialen Streifensysteme der Randzone tief in das Kernfeld einschliessen, während die Kernstructur zwischen denselben ausgebildet ist.

In den Randfeldern zweiter Art tritt in den angefertigten Präparaten eine eigenthümliche Structur nur wenig charakteristisch hervor. Es zeigten sich zwar auch hier ungleiche Auslöschungswinkel in verschiedenen

Partien der Randzone (3° — 7° links und 7° rechts im oberen rechten Seitenrandfelde), ausserdem sehr undeutliche, verschwommene, abwechselnd dunklere und hellere parallele Streifen, deren Richtung mit der äusseren Umgrenzung ungefähr 23° bildeten (s. Fig. 7 im Felde 5 unten rechts); einen ausgesprochenen charakteristischen Zwillingsbau konnte ich aber in diesen Randfeldern nicht beobachten. Theilweise findet sich hier auch selbst im Randfelde die gewöhnliche Kernstructur, so im Felde 4 oben rechts (Fig. 7).

In convergentem Lichte sieht man in den Kernfeldern eine Bisectrix mit einem grossen Axenwinkel austreten; die Axenebene liegt, wie in der Figur angedeutet, und ihre Trace ist die Richtung der grössten Elasticität der Schnittfläche. In den Randfeldern tritt (wo nicht Kernstructur vorhanden ist, wie im Felde 4 oben rechts) keine Bisectrix, sondern nur eine einzelne optische Axe etwas schief aus; ihre Richtungen sind ebenfalls in der Figur angedeutet; diejenige der Trace der Axe repräsentirt in den Feldern 4 und 2, 3 wieder die Richtung der grössten Elasticität der Schnittfläche, wie die Untersuchung mittels des Gypsblättchens zeigte; dagegen ist im Felde 5 die Richtung der Axe die der kleinsten Elasticität.

Man ersieht hieraus, dass wiederum die Rand- und die Kernfelder nicht nur verschiedene, sondern in gewissen Beziehungen gerade entgegengesetzte Orientirung besitzen. Abgesehen von den feinen Zwillingslamellen in jedem Felde und von den ungleichen Auslöschungsrichtungen innerhalb jedes einzelnen Feldes, kann die Orientirung in rhombendodekaëdrischen Schnitten schematisch durch die beigefügte Fig. 8 ausgedrückt werden.

Die Doppelbrechung ist in den Randfeldern etwas schwächer, als in den Kernfeldern. Isotrope Stellen kommen auch hier vor.

3. Präparate nach {211}202.

Von einem Krystalle wurden zwei Präparate parallel den Flächen des Ikositetraëders angefertigt, und zwar so, dass die Schnittfläche in der Randzone selbst gelegen war, indem die betreffenden Krystallflächen nur ganz wenig angeschliffen wurden, ehe sie auf das Objectglas aufgekittet wurden, behufs des Wegschleifens der innerhalb der Randzone gelegenen Theile.

An dem ideal ausgebildeten Krystalle bilden die Ikositetraëderflächen von 202 bekanntlich Deltoide mit zwei gleichen spitzen Winkeln, einem unpaarigen spitzeren Winkel und einem gleichfalls unpaarigen stumpferen Winkel. Die Präparate zeigten nun zahlreiche Zwillingslamellen, deren Längsrichtung quer zur Diagonale des stumpfen Flächenwinkels verläuft. Das eine System löscht unter ca. 34° rechts, das andere unter ca. 34° links gegen diese Diagonale aus. Die Lamellenstreifen erscheinen nicht scharf geradlinig, sondern greifen fingerförmig ineinander ein und erweitern sich stellenweise zu grösseren Feldern. Andere Streifensysteme erscheinen zu

undeutlich, um fixirt worden zu können. Das herrschende Streifensystem entspricht vielleicht dem auch in Präparaten nach ∞O und $\infty O \infty$ in den Randzonen beobachteten Streifensystem, welches einer Verwachsung nach einem Triakisoktaëder $3O$ entsprechen dürfte. Als optische Zwillingssebene fungirt aber am wahrscheinlichsten hier eine Rhombendodekaëderfläche senkrecht zur Schlifffläche, deren Trace der genannten Diagonale parallel ist. Die Untersuchung in convergentem Lichte zeigte, dass eine einzelne optische Axe in den genannten Feldern etwas schief austritt; ihre Lage und die Richtung der Axenebene, zugleich die Richtung der grössten Elasticität, ist in Taf. XXVI Fig. 4 angegeben.

In den Randfeldern ist die Orientirung verschieden. In diejenigen parallel den Tracen von (211) und (121) greifen die eben genannten Streifen aus dem Mittelfelde unter schiefem Winkel ein, wechseln aber mit schmalen Streifen ab, welche parallel der Diagonale des stumpfen Winkels austreten; die Richtung der grössten Elasticität der Schnittfläche ist parallel dieser Diagonale, also umgekehrt wie im Mittelfelde. Eine Axe tritt auch hier schief aus.

In den Randfeldern parallel den Tracen von (112) und (112) erfolgt die Auslöschung unter ca. 45° zur genannten Diagonale. Eine feine, schief einfallende Streifung ist auch hier bemerkbar. Uebrigens ist die Orientirung ungefähr wie in den angrenzenden Theilen des Mittelfeldes.

Ich habe im Vorhergehenden meine Beobachtungen an Dünnschliffen von Eudnophit-Analcim recht vollständig angeführt. Dieselben zeigen, dass derselbe jetzt, bei den von seinen Bildungsbedingungen verschiedenen Verhältnissen, nicht mehr den Forderungen eines optisch isotropen, regulären Minerals entspricht, wie schon früher eine grosse Anzahl Untersuchungen über Analcimkrystalle nachgewiesen haben. Da es durch diese früheren Untersuchungen, wie mir scheint, unzweifelhaft bewiesen ist, dass jedenfalls die Doppelbrechung, der aus den optischen Verhältnissen allein abgeleitete complicirte Zwillingsbau etc. von rein secundärer Natur sind und dem ursprünglichen Analcim nicht zukommen, so schien es mir nicht der Mühe werth, eine noch viel umfassendere Arbeit darauf zu wenden, um genau festzustellen, wie sich speciell in dem norwegischen Eudnophit-Analcim der complicirte Bau näher entziffern liesse. Da die Zwillingslamellen, die Feldertheilung etc. nicht ursprünglich, während der ersten Bildung des Minerals, vorhanden waren, scheint es mir, dass man nicht recht dazu berechtigt ist, die in einem festen, von seiner äusseren Begrenzung bestimmt beherrschten Körper secundär entstandenen optischen Spannungsdifferenzen von demselben Gesichtspunkte, wie die in anderen Mineralien durch die ursprüngliche Anlage bestimmten, nicht nur optisch sich kundgebenden, Zwillingsbildungen zu betrachten. Die geringe Uebereinstimmung der verschiedenen

Vorkommnisse, die zum Theil sich widersprechenden Schlüsse über den inneren Bau derartiger secundär doppeltbrechender Krystalle machen es schon an und für sich verdächtig, derartige »optische Anomalien« auf dieselbe mathematisch stringente Weise, wie sicher primäre Zwillingsbildungen, betrachten zu wollen. Die Schlüsse könnten alsdann irre leiten.

Wenn beim Studium des Leukophan gefunden wurde, dass die inneren Theile der Krystalle sich übereinstimmend mit der äusseren Krystallform, welche hier sehr genau bestimmt werden konnte, rhombisch verhalten, während nur die äussersten Theile, die Randzonen, und selbst diese nur an den Ecken, eine von den Forderungen des rhombischen Systems abweichende optische Orientirung (Auslöschung) zeigen, so hat man hier, wie mir scheint, kein Recht dazu, diese äusseren Randzonen auf ein bestimmtes anderes Krystallsystem, z. B. das monosymmetrische zu beziehen; sie stimmen nicht mehr mit den Forderungen des rhombischen Systems, — dass also eine monosymmetrische Molekularaggregation deshalb zu Stande gekommen ist, dürfte weder bewiesen, noch wahrscheinlich sein. Eine »optische Anomalie« besteht, das ist sicher, und dies drückt nach meiner Ansicht eigentlich was wir wissen aus.

Bei dem Leukophan, wo die Verhältnisse klar und übersichtlich sind, liess sich vielleicht mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, dass eben geänderte Spannungsverhältnisse beim Abkühlen nach der Bildungstemperatur die optischen Verhältnisse der Randzonen beeinflusst haben. Es ist hier nur in den Randzonen eine Aenderung der optischen Verhältnisse bemerkbar. Bei anderen Mineralien finden wir, dass sowohl in den Randzonen, als in den Kerntheilen Aenderungen eingetreten (optische Anomalien vorhanden) sind, aber auf andere und dann mehr intensive Weise (grössere Abweichung, grössere Auslöschungswinkel etc.) in den Randzonen, als in den Kerntheilen. Dies ist z. B. mit dem Skolezit von Island nach den unter meiner Leitung ausgeführten Untersuchungen dieses Minerals von G. Flink *) der Fall.

Ueberhaupt spielen die Randzonen, eine peripherische Zonarstructur mit abweichenden Verhältnissen, bei derartigen secundären Aenderungen der optischen Elastitätsverhältnisse eine grosse Rolle; nicht nur eine Abhängigkeit der gewöhnlichen Feldertheilung von der äusseren Umgrenzung, sondern gerade eine Abgrenzung von zonar gebauten Randfeldern mit anderer optischer Orientirung, als die Kerntheile, ist dabei recht häufig. Dies ist in sehr hervortretendem Grade mit dem Eudnophit-Analcim der Fall. Es scheint mir hier ganz offenbar, dass die abweichenden Spannungsverhältnisse der äusseren und inneren Theile eine entscheidende Rolle bei der

*) Bihang till Kgl. Sv. Vet.-Akad. Handl. 13, Afd. II. No. 8. (Mittheil. von Stockholms Hochschule Nr. 65.) Stockholm 1888.

Ausbildung der Feldertheilung gespielt haben müssen. Die Abhängigkeit der Begrenzung der Zwillingslamellen von zufälligen Spalten und Sprüngen ist nicht weniger wichtig als ein Beleg für die rein secundäre Natur der »optischen Anomalien«.

Die Kern- wie die Randfelder des Eudnophit-Analcim verhalten sich beide, aber auf verschiedene Weise, optisch wie complicirte polysynthetische Zwillungsbildungen eines asymmetrischen Mineralen. Dass aber in der That eine bestimmte asymmetrische Molekularaggregation wirklich vorhanden sei, ist damit keineswegs bewiesen. Es ist dies um so weniger wahrscheinlich, als nicht nur verschiedene Vorkommnisse sich zum Theil verschieden verhalten, sondern auch in einem und demselben Präparate distinct und stark doppeltbrechende Theile mit völlig isotropen wechseln. Ein Präparat, wie das Taf. XXVI Fig. 3 dargestellte, an welchem in der zonar gebauten Randzone isotrope Zonen mit doppeltbrechenden Zonen verschiedener Art wechseln, erinnert sehr an die bekannten durch Streckung hervorgebrachten zonaren Elasticitätsdifferenzen in Glasstreifen (vergl. Groth, Phys. Krystallogr. 2. Ausg. S. 134). Vielleicht ist die Ursache in beiden Fällen auch nicht sehr verschieden.

Mehrere Verfasser, namentlich Klein, haben gemeint, dass die Intensität der secundären Veränderungen (Grösse der Doppelbrechung etc.) bei den Mineralien der Zeolithgruppe gewissermassen proportional mit einer Zersetzung sein und vielleicht mit der Abgabe des Krystallwassers in Verbindung stehen dürfte. Für diese Auffassung spricht einerseits entschieden die Thatsache, dass die am stärksten doppeltbrechenden aller Analcime, die oben beschriebenen Eudnophit-Analcime, immer milchweiss undurchsichtig bis nur halbklar durchscheinend, nie gut durchsichtig sind; anderseits aber zeigen die recht zahlreichen Analysen, welche unten angeführt sind, keinen abweichenden Wassergehalt; derselbe ist in den meisten Analysen sogar etwas grösser, als der berechnete.

Es sei dem wie ihm wolle, so viel scheint mir aus meinen Untersuchungen des Eudnophit-Analcim hervorzugehen, dass die Doppelbrechungserscheinungen des Analcim und des Leucit (abgesehen von den speciellen Unterschieden in Einzelheiten bei beiden Mineralien) vielleicht nicht so wesentlich verschieden aufgefasst werden dürfen. Hat bei dem einen dieser Mineralien, dem Leucit, eine bestimmte Molekularumlagerung aus dem regulären Systeme in ein bestimmtes anderes, weniger symmetrisches System (das rhombische? oder monosymmetrische oder asymmetrische?) stattgefunden, wie gewöhnlich angenommen wird, so scheint dies, wenn man aus der grossen Aehnlichkeit der optischen Verhältnisse schliessen dürfte, auch beim Analcim nothwendig der Fall gewesen zu sein, obwohl zwar bei diesem letzteren keine goniometrisch nachweisbare Umgestaltung des Krystallkörpers nachgewiesen wurde. Ich bin nämlich nicht davon

überzeugt, dass wirklich deshalb in beiden Fällen ein wesentlicher Unterschied vorhanden wäre, weil beim Leucit dies letztere der Fall ist; die körperlichen Umgestaltungen können vielleicht auch beim Analcim, obwohl zu gering um leicht nachgewiesen zu werden, vorhanden sein; auch bei den gewöhnlichen rauen Leucitkrystallen sind keine geometrischen Aenderungen nachweisbar. Dass eine ganz bestimmte, auf ein bestimmtes Krystallsystem zu beziehende Molekularumlagerung beim Leucit eher als beim Analcim stattgefunden habe, scheint mir recht zweifelhaft; vielleicht dürfte es ebenso berechtigt sein von »geometrischen Anomalien«, als von »optischen Anomalien« zu sprechen. Aeussere Einflüsse (zufällige äussere Begrenzung etc.) scheinen auf beiden Gebieten eine Rolle zu spielen. Es ist sowohl geometrisch als optisch mehr von einem Streben nach einer bestimmten dimorphen Umlagerung, als vom Gelingen dieses Strebens zu sprechen.

Die chemische Zusammensetzung des Eudnophit - Analcim unserer Gänge geht aus folgender Tabelle hervor; die aus der gewöhnlichen Formel $Na_2 Al_2 [SiO_3]_4 + 2aq$ berechnete Zusammensetzung ist nebenbei angeführt.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	Ber.Zus
Si O ₂	55,46	54,93	55,06	55,31	54,00	54,80	53,70	53,00	53,19	54,54
Al ₂ O ₃	23,55	25,59	23,42	22,88	24,00	22,87	24,10	23,59	24,77	23,18
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—
Ca O	Spur	—	—	0,35	—	—	0,44	0,02	—	—
Mg O	—	—	—	0,27	—	—	—	—	—	—
Na ₂ O	44,23	44,06	44,06	42,96	43,54	44,01	45,06	45,22	44,63	44,40
K ₂ O	Spur	—	—	Spur	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	8,26	8,29	8,16	8,18	8,38	8,32	8,35	8,00	8,26	8,18
	101,20	100,87	100,44	100,09	99,89	100,00	101,65	99,83	100,83	100,00

I. von Awdejew; Analcim in grossen weissen Ikositetraedern von Lövö; Awdejew giebt ausdrücklich an, dass die Krystalle mit denen von der Seisser Alpe in Tyrol eine grosse Aehnlichkeit hatten.

II. von v. Bork und III. von Berlin, in Weibye's Abhandlung, Pogg. Ann. 79, 304; von Analcim, sog. Eudnophit, von Låven (Lamö).

IV. von Th. Scheerer, Pogg. Ann. 108, 428; von Analcim, welcher angeblich pseudomorph nach Feldspath war.

V. von Damour; von sog. Eudnophit, dem Material für Bertrand's optische Untersuchung.

VI. von J. Lemberg; an sogen. Eudnophit von Låven (Lamö).

VII. von Johnsson und VIII. von Langlet, beide im Laboratorium des Herrn Professor O. Widman für diese Arbeit ausgeführt; an demselben Analcimvorkommen von Klein-Årö, welches das Material zu der oben mitge-

theilten optischen Untersuchung lieferte; aus einem mehrere Zoll grossen Krystalle.

IX. Analyse von mir; von dem isotropen gelben Analcim von Eika-holmen.

Der Analcim unserer Gänge krystallisirt fast ausschliesslich in reinen Ikositetraëdern $\{211\}202$. Nur selten tritt ausserdem $\{100\}\infty O\infty$ als kleine Abstumpfung der Ecken auf*). Auf diese Weise krystallisirt in mattweissen, undurchsichtigen bis durchscheinenden, oft bis mehrere Zoll grossen Krystallen, ähnlich den bekannten von der Seisser Alpe, findet sich der Analcim an vielen Stellen unserer Gänge, häufig in grosser Masse, als älteste Zeolithbildung. Ausgezeichnete Vorkommnisse waren: Klein-Arö, Gross-Arö (das Vorkommen des Eudidymit), Sigtesö, mehrere Stellen an den Barkevikscheeren, Lövö, Hasle bei Eidanger etc.; ferner fand ich ein ganz ähnliches Vorkommen von Analcim auf einem Gange am Wege zwischen Kvelle Kirche und dem See Farrisvand; bei Fredriksvärn und Laurvik scheint der Analcim, wie Zeolithe überhaupt (ausgenommen der Spreustein), nur selten vorzukommen.

Von Umwandlungen des Analcim soll nur erwähnt werden, dass derselbe bisweilen in Pseudomorphosen, in Steinmark (Kaolin) umgewandelt angetroffen wird (s. bei Steinmark S. 199), so z. B. bei Gulpekollen unweit Röra, Eidanger (Weibye).

*) Auf Låven habe ich einmal kleine Krystalle mit vorherrschendem Würfel gefunden.

64. Eudidymit, Brögger.

1887. W. C. Brögger, *Nyt Mag. f. Nat.* **31**, 196—199. Ref. diese Zeitschr. **15**, 107.

— A. E. Nordenskiöld, *Geol. Fören. Förh.* **9**, 434—436. Ref. ebenda.

Bei einem Besuche der Vorkommen der Inseln des Langesundfjords im Sommer 1887 zeigten mir zwei der besten Sammler ein denselben unbekanntes Mineral, welches sie soeben gefunden hatten. Nachdem ich an Ort und Stelle ein reichliches Material gesammelt hatte, ergab sich schon bei der vorläufigen Untersuchung, dass hier ein neues Mineral der Zeolithgruppe vorlag, was auch bei näherem Studium vollständig bestätigt wurde.

Das neue Mineral, welches ich seiner am meisten hervortretenden krystallographischen Eigenthümlichkeit zufolge »Eudidymit« nennen will*), bildet prachtvolle, beim ersten Anblick Stilbit-ähnlich aussehende, dem monosymmetrischen System angehörige Krystalle. Die krystallographische Untersuchung war recht erschwert, indem mehr als 25 Krystalle durchgemessen werden mussten, um hinreichend genaue Werthe für die Berechnung des Axenverhältnisses zu erhalten.

Die oft mehrere Centimeter grossen, tafelartigen Krystalle zeigen ausser der vorherrschenden Basis eine Reihe von Pyramiden, ferner die Symmetrieebene und ein Klinodoma, eine Reihe Flächen der Orthodomenzone und endlich ein Prisma. Dem Axenverhältnisse wurden folgende Messungen zu Grunde gelegt:

$$\begin{array}{rcl}
 a : a' = III : III' & = & 84^{\circ} 4' (I) \\
 & & 84 \quad 2 \\
 & & 84 \quad 0 (IV) \\
 & & 84 \quad 2 (XIV) \\
 \text{Mittel} & \frac{}{} & 84^{\circ} 2' \\
 \\
 c : l = .001 : 310 & = & 86^{\circ} 44' (II) \\
 & & 86 \quad 16 (XIX) \\
 & & 86 \quad 42 (XXII) \\
 \text{Mittel} & \frac{}{} & 86^{\circ} 42'
 \end{array}$$

* Der Name Didymit wurde zwar schon früher von Schafhäutl (*Ann. Ch. Pharm.* 1843) für ein muscovitartiges Mineral eingeführt: da dasselbe aber kein homogenes Mineral, sondern ein Gestein ist, durfte nach meiner Ansicht der Name Didymit ohne Bedenken für das neue Mineral benutzt werden. Um aber allen Verwechselungen und Missverständnissen zu entgehen, habe ich den Namen Eudidymit von $\epsilon\epsilon$ und $\delta\delta\epsilon\mu\sigma$ vorgezogen.

$$\begin{aligned}
 c : o &= (004) : (111) = 50^{\circ} 50' \text{ (I)} \\
 &50 \ 50 \\
 &50 \ 47 \\
 &50 \ 54 \text{ (II)} \\
 &50 \ 48 \\
 &50 \ 50 \text{ (III)} \\
 &50 \ 44 \\
 &50 \ 44 \\
 &50 \ 55 \text{ (VII)} \\
 &50 \ 57 \text{ (VIII)} \\
 &50 \ 46 \text{ (IX)} \\
 &50 \ 47 \text{ (XII)} \\
 &50 \ 49 \text{ (XIV)} \\
 &50 \ 54 \\
 &50 \ 52 \\
 &50 \ 48 \text{ (XVII)} \\
 &50 \ 54 \\
 &50 \ 52 \text{ (XVIII)} \\
 \text{Mittel} &\underline{50^{\circ} 50'}
 \end{aligned}$$

woraus sich das folgende Axenverhältniss ergibt:

$$\begin{aligned}
 a : b : c &= 1,71069 : 1 : 1,107113 \\
 \beta &= 86^{\circ} 44' 27''.
 \end{aligned}$$

Die beobachteten Formen erhalten, auf dieses Axenverhältniss bezogen, folgende Zeichen:

$$\begin{aligned}
 c &= \{004\}0P & e &= \{0.10.3\} \frac{1}{2}P\infty \\
 b &= \{010\}\infty P\infty & u &= \{335\} - \frac{1}{3}P \\
 l &= \{310\}\infty P3 & o &= \{111\} - P \\
 d &= \{502\} - \frac{1}{2}P\infty & s &= \{552\} - \frac{1}{2}P \\
 x &= \{10.0.1\} - 10P\infty & v &= \{334\} \frac{1}{4}P \\
 q &= \{504\}5P\infty & t &= \{554\}5P.
 \end{aligned}$$

Die wichtigsten berechneten und gemessenen Winkel sind in folgender Tabelle aufgenommen.

	Berechnet:	Gemessen:	Mittel:
$c : b = (001) : (010) =$	$90^{\circ} 0'$	$90^{\circ} 2' \text{ (I)}$	$90^{\circ} 4'$
		$90^{\circ} 0 \text{ (XIV)}$	
$c : e = (004) : (0.10.3) =$	$74^{\circ} 48' 26''$	$74^{\circ} 54' \text{ (I)}$	$15^{\circ} 9'$
$e : b = (0.10.3) : (010) =$	$15^{\circ} 11' 34''$	$15^{\circ} 8' \text{ (I)}$	
		$15^{\circ} 10' \text{ (XXIII)}$	

	Berechnet:	Gemessen:	Mittel:
$c : d = (004) : (502) = 55^{\circ} 35' 5''$		55° 38' (I)	55° 36' 18"
		55 33 (II)	
		55 32 (XIV)	
		55 32½ (XV)	
		55 40½ (XVI)	
		55 38½ (XVII)	
		55 37	
		55 37 (XVIII)	
		55 37½ (XX)	
		55 37 (XXI)	
$c : x = (004) : (10.0.4) \quad 77 \ 33 \ 44$		77 33 (XVI)	103 44 20
$c : q = (004) : (50\bar{1}) \quad 103 \ 42 \ 44$		103 44 (II)	
		103 44½ (XVIII)	
		103 44½ (XXI)	*86 44
$c : l = (004) : (340) \quad *86 \ 44$		86 44 (II)	
		86 46 (XIX)	
		86 42 (XXII)	
$c : l' = (004) : (3\bar{4}0) \quad 86 \ 44$		86 45 (XXII)	*50 50 *)
$l : l' = (340) : (3\bar{4}0) \quad 59 \ 23 \ 40$	ca.	59 30 (II)	
$c : u = (004) : (335) \quad 36 \ 49 \ 45$		36 49 (III)	
$c : o = (004) : (444) \quad *50 \ 50$		50 50 (I)	
		50 50	
		50 46½ (II)	
		54 4 (III)	
		50 42	
		50 56 (IV)	
		50 49 (XIV)	
		50 52	50 48 36
$c : o' = (004) : (4\bar{4}4)$		50 47 (I)	
		50 54	
		50 54 (II)	
		50 48	
		50 44 (III)	
		50 50	
		50 49 (IV)	
		50 54	
		50 48 (XIV)	
		50 44	

*) Da schon oben die zu Grunde gelegten Messungen, welche für das Axenverhältniss benutzt wurden, angeführt sind, sollen hier einige Messungen rechts und links an demselben Krystalle aufgenommen werden.

	Berechnet:	Gemessen:	Mittel:
$o : o' = (111):(1\bar{1}1) =$	$84^{\circ} 2'$	$84^{\circ} 2' \quad (I)$	$84^{\circ} 2'$
		$84 \quad 4$	}
		$84 \quad 0 \quad (IV)$	
		$84 \quad 2 \quad (XIV)$	
$o : b = (111):(010)$	$47 \quad 59$	$47 \quad 59 \quad (XIV)$	
$o' : b = (1\bar{1}1):(010)$	$47 \quad 59$	$47 \quad 58 \quad (XIV)$	
$c : s = (001):(552)$	$70 \quad 55 \quad 33''$	$70 \quad 56 \quad 30'' \quad (I)$	$70 \quad 55 \quad 27''$
		$70 \quad 54 \quad (III)$	
		$70 \quad 56$	
		$70 \quad 54 \quad (IV)$	
		$71 \quad 1$	
		$71 \quad 2$	
		$70 \quad 56$	
		$70 \quad 49 \quad 30 \quad (IX)$	
		$70 \quad 49 \quad (XII)$	}
		$70 \quad 57 \quad (XVII)$	
		$70 \quad 56 \quad (XXII)$	
$s : s' = (552):(5\bar{5}2)$	$109 \quad 21 \quad 28$	$109 \quad 23 \quad (I)$	
		$109 \quad 22 \quad (III)$	}
		$109 \quad 22 \quad (IV)$	
$s : b = (552):(010)$	$35 \quad 49 \quad 46$	$35 \quad 46 \quad 30 \quad (XIV)$	
$c : v = (001):(\bar{3}34)$	$44 \quad 44 \quad 47$	$44 \quad 45 \quad (XIV)$	
$v : b = (\bar{3}34):(010)$	$52 \quad 34 \quad 22$	$52 \quad 37 \quad 30 \quad (XIV)$	
$c : t = (001):(554)$	$82 \quad 58 \quad 46$	$82 \quad 53 \quad (X)$	}
		$82 \quad 54 \quad (XII)$	
$t : t' = (554):(5\bar{5}4)$	$117 \quad 55 \quad 48$	—	
$o : l = (111):(340)$	$44 \quad 56 \quad 43$	$45 \quad 9 \quad (XIX)$	
$s : l = (552):(340)$	$33 \quad 45 \quad 40$	$33 \quad 45 \quad 30 \quad (XXII)$	
$q : l = (50\bar{1}):(\bar{3}40)$	$34 \quad 2 \quad 50$	$33 \quad 54 \quad 30 \quad (XXII)$	
$s : q = (552):(50\bar{1})$	$67 \quad 48$	$67 \quad 9 \quad 40 \quad (XXII)$	
$o : q = (111):(50\bar{1})$	$76 \quad 42 \quad 55$	—	

Die Messungen $c : b$, $c : o$ und $c : o'$ beweisen, dass das Krystallsystem monosymmetrisch, nicht asymmetrisch ist.

Ausser den oben erwähnten Formen wurden noch mehrere Pyramiden, welche nicht mit voller Sicherheit bestimmt werden konnten, beobachtet; unter diesen sind namentlich $\{1\bar{1}2\} \frac{1}{2}P$ und $\{\bar{3}32\} \frac{1}{2}P$ als wahrscheinlich auftretend zu bezeichnen.

Die wichtigsten Zonen sind:

$$\begin{aligned}
 &(004):(335):(444):(552):(\bar{5}54):(\bar{3}34) \\
 &(004):(502):(10.0.4):(\bar{5}04) \\
 &(004):(0.10.3):(010) \\
 &(552):(340):(\bar{5}0\bar{4}) \\
 &(10.0.4):(340):(\bar{5}5\bar{4}) \\
 &(114):(502):(\bar{5}5\bar{4}) \\
 &(0.10.3):(552):(10.0.4):(\bar{5}5\bar{4}) \\
 &(0.10.3):(444):(\bar{5}52).
 \end{aligned}$$

Die Krystalle sind, wie oben erwähnt, durchgehends tafelartig nach der basischen Hauptebene. Was die Beschaffenheit der Flächen betrifft, so ist dieselbe im Allgemeinen wegen des unten erwähnten, mit der Zwillingbildung verknüpften lamellaren Aufbaues, für genaue Messungen wenig günstig; beim Durchmessen einer grösseren Anzahl Krystalle gelang es aber, ein hinreichendes Material von sehr genau messbaren Exemplaren auszulesen, welche nichts zu wünschen übrig liessen. Das oben angegebene Axenverhältniss dürfte demnach als ganz befriedigend angesehen werden können.

Die basische Fläche (s. Taf. XXVI Fig. 3) ist immer gut spiegelnd, obwohl dieselbe häufig eine feine Streifung parallel ihrer Combinationskante mit der Pyramidenzone aufweist; diese Streifung ist auffällig genug oft nur einseitig, in mehreren Fällen aber auch symmetrisch an beiden Seiten der Symmetrieebene ausgebildet. Auch die Pyramidenflächen sind häufig parallel ihrer basischen Kante fein gestreift, geben aber sonst gute Bilder. Von den Domen sind $\{502\} = \frac{5}{3}P_{\infty}$ und $\{\bar{5}04\}5P_{\infty}$ glänzend und gut messbar, $\{10.0.4\} = 10P_{\infty}$ dagegen in der Regel ganz matt; die Bestimmung gelang aber an einem Krystalle und wurde auch durch die Zonen bestätigt. Die Flächen von $\{340\}_{\infty}P_3$ und $\{0.10.3\}\frac{1}{3}P_{\infty}$, ebenso wie von der Symmetrieebene $\{010\}_{\infty}R_{\infty}$, sind zwar sehr glänzend und eben, in der Regel aber so klein, dass sie nur schwierig messbar sind.

Es verdient bemerkt zu werden, dass zwei Flächen der Orthodomenzone $\{10.0.4\} = 10P_{\infty}$ und $\{\bar{5}04\}5P_{\infty}$, beiderseits der Basis fast symmetrisch liegen, indem die erste Form mit der Basis einen Winkel von $77^{\circ}33'44''$, die andere einen solchen von $76^{\circ}17'46''$ bildet; man könnte deshalb leicht dazu geneigt sein, beide als einander entsprechende Orthodomen mit gleich grossem Parameterverhältniss zu betrachten, wodurch der Winkel β sich mehr dem Rechten nähern würde. Die Rechnung lehrt aber, dass keine einfachen Ableitungskoeffizienten für die übrigen Formen dadurch resultiren; auch wenn man die positive Pyramide $t = \{\bar{5}54\}5P$, nach welcher eine hervortretende Spaltbarkeit stattfindet, als verticales Prisma betrachtet, resultiren keine einfachen Ableitungskoeffizienten der übrigen Formen. Die gewählte Stellung scheint deshalb die natürlichste zu sein.

Wie schon die obenstehende Winkeltabelle zeigt, nähert sich das Axenverhältniss des Eudidymit einem hexagonalen: der ebene Winkel der Basiskanten der Pyramiden ist nämlich $= 60^{\circ} 37' 4''$, entsprechend einem (nicht auftretenden) Prisma von $60^{\circ} 45' 36''$ (Seitenkante), während das Prisma $\{310\} \infty \{3$ mit dem Winkel $59^{\circ} 23' 10''$ einem Prisma zweiter Ordnung einer hexagonalen Substanz entspricht.

Diese Annäherung an ein hexagonales Axenverhältniss tritt besonders durch den Zwillingsbau des Eudidymit noch deutlicher hervor. Der Eudidymit bildet nämlich niemals einfache Krystalle, sondern durchgehends Zwillinge nach zwei verschiedenen Gesetzen.

1) Das vorherrschende Gesetz heisst: »Zwillingssebene die Basis, Zwillingsaxe normal zur Basis«. Dies Gesetz findet sich an sämtlichen Krystallen ausgebildet und zwar in der Regel auf die Weise, dass zwischen zwei ungefähr gleich grossen Hauptindividuen in Zwillingsstellung eine grössere oder kleinere Anzahl ganz dünner Zwillingslamellen eingeschaltet ist. Das obere Hauptindividuum ist dabei mit dem hinteren Ende der a -Axe angewachsen, so dass das frei herausragende Ende des Zwillings von den negativen Pyramiden der Grundreihe begrenzt wird, während das hintere Ende des Zwillings gewöhnlich nicht zur vollkommenen Ausbildung gelangt ist. Die positiven Pyramiden finden sich deshalb in der Regel nur an eingekerbten Kanten des vorderen Endes der Zwillinge (Fig. 4). Ganz gewöhnlich sind diese Zwillinge nach der Basis auch als Durchkreuzungszwillinge ausgebildet, wodurch nur oder fast nur die negativen Flächen die äussere Krystallbegrenzung bilden (s. V und VI an Fig. 4, und die Seitenprojection auf der Symmetrieebene Fig. 5).

Dies Gesetz ist ganz leicht durch zwei Zonen $(111)^I : (111)^{II}$ und $(\bar{1}\bar{1})^I$ und $(\bar{1}\bar{1})^{II}$ zu controliren. Die genannten Flächen bilden mit einander ausspringende Winkel von $78^{\circ} 20'$, während die Winkel $(552)^I : (552)^{II}$ und $(5\bar{5}2)^I : (5\bar{5}2)^{II} = 38^{\circ} 8' 54''$ sind. Diese Zwillinge bilden also scheinbar rhombische, einer Speerspitze ähnliche Tafeln.

2) Derartige Zwillinge sind nun wieder sehr häufig nach einem zweiten Gesetz: »Zwillingssebene eine zur Basis normale Fläche der Zone $[(004) : (111)]$, Zwillingsaxe eine in der Basis liegende Normale zur Kante $[(004) : (111)]$ « verwachsen. Es fällt also bei diesem Gesetze die erwähnte Zonenaxe beider Individuen zusammen, und wurde das Gesetz durch dieses Verhältniss an vielen Beispielen controlirt. Ferner ist zu bemerken, dass bei diesem Gesetze die Zonenaxe der Zone $[(004) : (100)]$ des einen Individuums annäherungsweise mit der Zonenaxe $[(004) : (111)]$ des anderen zusammenfällt. Der Winkel der beiden genannten Zonenaxen ist nämlich nur $0^{\circ} 55' 36''$. Ebenso ist der Winkel $[(340) : (004)^I] : [(010)^{II} : (004)^{II}]$ nur $0^{\circ} 48' 39''$.

Zwillinge nach diesem Gesetze besitzen gewöhnlich gemeinsame Basis-

flächen und sind neben einander liegend mit der Zwillingsfläche verwachsen, oder die beiden Individuen liegen auf einander, mit den Basisflächen oder einer naheliegenden schiefen unregelmässigen Fläche als Verwachsungsebene. In beiden Fällen sehen die Zwillinge aus wie die sogenannten Schwalbenschwanz-Zwillinge des Gypses (Taf. XXVI Fig. 2).

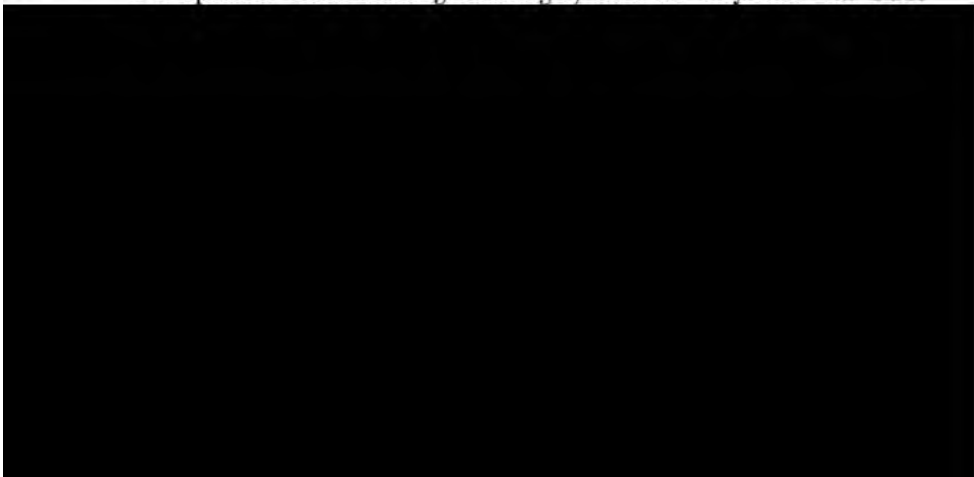
Sehr häufig sind nun an einem Hauptindividuum (oder richtiger an einem Zwillinge nach dem ersten Gesetze) sowohl rechts als links ein Zwillingsindividuum angewachsen. Obwohl dadurch oft eine Nachahmung einer hexagonalen Symmetrie stattfindet, ist dieselbe doch selten vollständiger durchgeführt, indem gewöhnlich die einspringenden Winkel sehr auffällig hervortreten (Fig. 4). Doch zeigt die optische Untersuchung öfters dünne Lamellen nach dem zweiten Gesetze in beiden Stellungen zum Hauptindividuum, abwechselnd mit Zwillingslamellen nach dem ersten Gesetze in mehrmals wiederholter wirtelförmiger Anordnung, welche im Aeusseren des Zwillingscomplexes nicht hervortritt; sie erinnern an die künstlichen Glimmercomplexe, durch welche die Airy'schen Spiralen nachgeahmt werden, obwohl sie natürlich keineswegs so regelmässig aufgebaut sind.

Andere Zwillingsgesetze als die beiden soeben erwähnten vermochte ich nicht mit Sicherheit zu erkennen.

Die Krystalle besitzen eine vollkommene Spaltbarkeit nach der Basis; ausserdem zwei andere recht vollkommene nach den Flächen von $\{554\}$ 5P Härte = 6 —. Spec. Gew. mittels der Westphal'schen Wage in Thoulet'scher Lösung bestimmt zu 2,553.

Die Farbe ist weiss. Glanz an Krystallflächen Glasglanz, an der Basis bisweilen Perlmutterglanz; an Bruchflächen der Zone $[(004):(444)]$ bisweilen eine faserige Beschaffenheit, welche einen seidenartigen Schimmer verursacht. Die besten Krystalle sind selbst in dicken Platten vollkommen wasserhell durchsichtig.

Die optische Untersuchung bestätigte, dass die Krystalle des Eudi-



	Roths Glas:	Na	Tl
α	$= 1,54444$	$1,54533$	$1,54763$
β	$= 1,54479$	$1,54568$	$1,54799$
γ	$= 1,54974$	$1,55085$	$1,55336$
$\gamma - \alpha$	$= 0,00527$	$0,00552$	$0,00573$

Berechnet man daraus den wirklichen Axenwinkel, so erhält man folgende Werthe:

$$2V_a = 30^\circ 44' \quad 29^\circ 55' \quad 28^\circ 52'$$

In Mohnöl mit ungefähr demselben Brechungsexponenten, wie der Eudidymit selbst, wurde gemessen:

	Li	Na	Tl
$2H_a$	$= 30^\circ 48'$	$29^\circ 43'$	$28^\circ 54'$
$2H_o$	$= 155 \ 45$	$157 \ 5$	$158 \ 40$
woraus	$2V_a = 30 \ 23\frac{1}{2}$	$29 \ 49$	$28 \ 30$

Die Dispersion ist also $\varrho > v$; dazu tritt eine sehr deutliche geneigte Dispersion (*„dispersion inclinée“*), indem im Axenbilde zwar die äusseren Hyperbelsäume beide blau sind, aber von sehr ungleicher Intensität. Die Doppelbrechung ist, wie man sieht, nicht stark und grösser im violetten Theile des Spectrums. Die Brechungsexponenten α und β sind einander sehr nahe gleich; in dem für die Bestimmung derselben angewandten Prisma (mit angeschliffener Ebene der Elasticitätsaxen a und b und einer dagegen um $30^\circ 30\frac{1}{2}'$ angeschliffenen Fläche $n\infty$) zeigten sich deshalb die beiden Spaltbilder als eine einzige helle Linie, welche beim Drehen des Nicols continuirlich erschien.

Die chemische Zusammensetzung wurde zuerst im mineralogischen Institute der Hochschule Stockholms von Herrn G. Flink untersucht und seine Analyse in meiner vorläufigen Mittheilung über das Mineral mitgetheilt; später wies A. E. Nordenskiöld nach, dass die Analyse des Herrn Flink insofern unrichtig war, als er ohne Weiteres die bei der Analyse erhaltene gelatinöse Ammoniakfällung als Thonerdehydrat genommen hatte, wodurch es ihm entgangen war, dass unser Mineral in der That ein Berylliumsilicat ist. Die Analysen von Flink (I) und Nordenskiöld (II) zeigen, wenn dies berücksichtigt wird, folgende Zusammensetzung des Minerals:

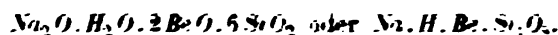
*; Es muss jedoch bemerkt werden, dass der Grösse des stumpfen Axenwinkels wegen die dafür benutzte Platte in Folge der häufigen Spaltungsrisse eine solche Dünne haben musste, dass die damit bewerkstelligten Messungen weniger genau sind.

	g	II.
SiO_2	72.19	73.11
BeO	11.15	10.12
Na_2O	12.66	12.24
H_2O	—	Spur
H_2O	3.84	3.79
	<hr/> 99.84	<hr/> 99.76

Die Analyse Nordenskiöld's entspricht den Quotientenzahlen:

SiO_2	1.2201 = 2×0.6086 = 1.2172
BeO	0.1838
Na_2O	0.1976
H_2O	0.2110 0.6086

entsprechend der Zusammensetzung



Diese Formel erfordert

SiO_2	73.44
BeO	10.24
Na_2O	12.65
H_2O	3.67
	<hr/> 100.00

Die Wasserbestimmung in Flink's Analyse wurde nach dem Trocknen des feinen Pulvers im Luftbade bei 110°C . ausgeführt. Auch nach mehrstündigem Erhitzen im Luftbade bei 170° entwich nicht mehr Wasser, als schon bei 110° entwichen war. Da dies nur ungefähr $\frac{1}{2}$ — $\frac{1}{4}$ Procent ausmacht, darf das bei niedrigerer Temperatur als 110° entwichene Wasser gewiss als hygroskopisches angesehen werden. Beim Glühen über einem Bunsen'schen Brenner entweicht etwas Wasser, um dasselbe aber vollständig auszutreiben, muss man das Gebläse anwenden: der gesammte Wassergehalt, welcher nicht bei einer niedrigeren Temperatur als 110° ausgetrieben worden war, darf demnach wohl als festes gebundenes Wasser und nicht als »Krystallwasser« betrachtet werden.

Das Mineral schmilzt leicht zu einem wasserhellen oder weissen Glase: auch diese geschmolzene Substanz löst sich nur schwierig und gar nicht vollständig in Säuren. Die ungeschmolzene Substanz wird ebenfalls nur wenig von Säuren angegriffen: in Flusssäure löst sich das Pulver jedoch sehr schnell und leicht.

Das Mineral ist ungemein rein und frei von Beimengungen. Auch von CaO , K_2O wurde keine Spur gefunden, ebensowenig wie von Cl oder F .

Der Eulidymit gehört der Epoche der Zeolithbildung an und muss insofern als ein Glied der Zeolithgruppe betrachtet werden. Der Gang auf

der Westseite der kleinen Insel Ober-Arö (Övre Arö), auf welchem unser Mineral angetroffen wurde, hatte nur geringe Ausdehnung; an einer Stelle unmittelbar am Meere war die sonst ganz schmale Gangmasse, welche aus Natronfeldspath, Eläolith, schwarzem Glimmer, Aegirin*), Astrophyllit, Molybdänglanz, Flusspath etc. bestand, mächtiger und in dieser Erweiterung der Gangmasse waren ziemlich zahlreiche Drusenräume mit einem Lumen von einigen Centimetern bis ein paar Decimetern vorhanden und mit Zeolithen ausgekleidet, welche in folgender Reihenfolge abgesetzt waren: Den ersten sehr reichlichen Absatz bildete Analcim; viele Drusenräume waren vollständig mit diesem Mineral erfüllt. Wenn dies nicht der Fall war, hatte sich auf dem Analcim als zweites Zeolithmineral Eudidymit abgesetzt. In einigen Drusenräumen war dieser die letzte Bildung und wurde dann in frei sitzenden guten Krystallen gefunden, gewöhnlich war aber wieder der Eudidymit selbst von einem dritten, ebenfalls reichlich ausgeschiedenen Zeolithmineral, von Natrolith, bedeckt. Endlich war stellenweise in geringer Menge als letztes der wasserhaltigen Silicate auch Apophyllit gebildet. Auf den Zeolithen waren schliesslich als noch spätere Bildung theils Kalkspath, theils in kleinen Krystallen auf dem Eudidymit und Analcim sehr spärlich das neue merkwürdige Carbonat Weibyeit (s. S. 650) und Parisit abgesetzt.

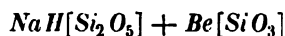
Das Vorkommen des Eudidymit zeigt also deutlich, dass er der Bildungsperiode der Zeolithe angehörig ist; sehr auffällig ist es, dass die reinen Natronthonerdezeolithe Analcim und Natrolith, von welchen der eine vor seiner Bildung, der zweite nach derselben abgesetzt wurde, nach Nordenskiöld's und Lindström's Untersuchung (l. c.) absolut frei von Beryllerde sind, während umgekehrt der dazwischen kommende Eudidymit ganz frei von Thonerde ist; es war deshalb leicht zu entschuldigen, dass Herr Flink unter diesen Umständen die Beryllerde ohne Weiteres für Thonerde genommen hatte.

Die nähere Untersuchung lehrt, dass das auf den Drusenräumen zuerst abgesetzte Zeolithmineral dieses bis jetzt allein stehenden Vorkommens der Analcim aus Eläolith gebildet ist; auch die Drusenräume selbst schienen zum nicht geringen Theile durch Weglösen des Eläolith hervorgebracht. Die Zerstörung des Eläolith sowie wahrscheinlich auch des Sodalith scheinen demnach das Material der Natronthonerde-Zeolithe geliefert zu haben. Nicht unmöglich scheint es ferner, dass der Eudidymit durch Weglösen der einzigen in grösserer Menge auftretenden Beryllerdemineralien unserer Gänge, des Leukophan oder des Melinophan, an dem Vorkommen gebildet sein könnte; denn auf dem ganzen Gange kam keine Spur von Leukophan oder Melinophan vor, was doch recht auffällig ist, da diese Mineralien sonst auf

*) Der Aegirin kam hier z. Th. in langen (bis 45 cm) spiessähnlichen Krystallen von Akmitform vor.

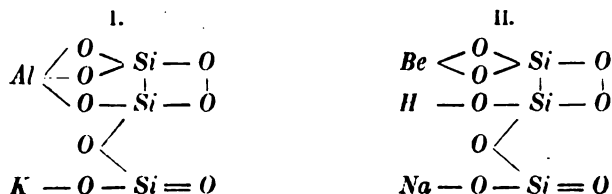
den Gängen dieser Gegend recht verbreitet sind. Einen directen Beweis für diese Annahme konnte ich jedoch nicht finden.

Seinem Vorkommen nach gehört der Eudidymit also entschieden der Zeolithgruppe an. Suchen wir nach anderen analog zusammengesetzten Mineralien, so finden wir eigentlich kein einziges, welches nähere Analogien darbietet. Der Eudidymit ist ja, wie die Analysen zeigen, eines der kiesel-säurereichsten aller bekannten Mineralien; nur der Petalit ist wesentlich saurer und der Milarit enthält ungefähr gleichviel Kieselsäure; auch dieser wurde von Kengott als ein Mineral der Zeolithgruppe angesehen und nimmt eine ebenso abnorme Stellung unter den Zeolithmineralien, wie der Eudidymit ein. Der Milarit ist aber nach Ludwig's Analysen *) ein reines Disilicat**), welches der Formel $KHCa_2Al_2Si_{12}O_{30}$ entspricht, während der Eudidymit jedenfalls nur theilweise ein Disilicat sein kann. Die empirische Zusammensetzung des Eudidymit: $NaHBeSi_3O_8$ kann nämlich als



d. h. eine Verbindung eines Disilicates mit einem Metasilicat gedeutet werden.

Wie man sieht entspricht diese Deutung der Zusammensetzung des Eudidymit genau der von Groth für die Zusammensetzung des Feldspathes gegebenen Auffassung***). Wenn wir die Constitution des Feldspathmoleküls mit einer kleinen Aenderung der durch Groth gegebenen Structurformel durch I. darstellen, so kann zum Vergleiche die Constitution des Eudidymitmoleküls durch II. veranschaulicht werden:



Diese beiden Formeln zeigen die nahe Analogie des Eudidymits mit dem Orthoklas. Eine nähere Verwandtschaft scheint aber trotzdem nicht zu bestehen, da die Krystallformen beider wenig nähere Beziehungen aufweisen †): der Bau der Moleküle derselben ist demnach wahrscheinlich doch

*) Tschermak's Min. Mitth. 4877, S. 347.

**) Siehe P. Groth, Tabellar. Uebers. der Mineral. 2. Ausg., S. 442, woselbst statt $K.HCa_2Al_2[Si_2O_5]_3$ gelesen werden muss: $K.HCa_2Al_2[Si_2O_5]_6$.

***). Ebenda S. 75.

†) Solche fehlen jedoch nicht ganz, insofern auch beim Feldspath z. B. die Tracen der Flächen von $\{130\} \infty R_3$ auf der basischen Spaltfläche eine Annäherung an 60° aufweisen, entsprechend den Tracen der Hauptzonen des Eudidymit auf seiner basischen Spaltfläche.



wesentlich verschieden. Jedenfalls ist es ganz interessant, dass in dem Eudidymit ein neues Beispiel des bis jetzt alleinstehenden Silicattypus $H_4Si_3O_{10}$ der Feldspathgruppe vorliegt; seine Entdeckung hat deshalb eine werthvolle Erweiterung unserer Kenntnisse der ungemein reichen Mineralvorkommnisse unserer Gänge geliefert. Obwohl die schönen, z. Th. recht grossen Krystalle an dem Vorkommnisse, wo sie zuerst entdeckt wurden, auf einigen der wenigen gefundenen Stufen sich in bedeutender Anzahl fanden, so ist der Eudidymit dennoch als eines der seltensten Mineralien unserer Gänge zu betrachten, indem er ausser dem zuerst entdeckten Vorkommen auf der Insel »Övre Arö« (Ober-Arö) niemals gefunden worden ist; dieser kleine Gang erstreckte sich nur wenige Meter bei einer geringen Mächtigkeit und wurde deshalb gänzlich ausgebeutet.

65. Natrolith, Klaproth.

4801. Schumacher, Vers. e. Verzeich. d. in d. Dän.-Nord. Staaten sich findend. einf. Min. Kopenhagen, S. 46.
4844. (G. A. Werner) Hoffmann, Handb. d. Min. **2**, 303.
4828. N. B. Möller, Mag. f. Naturv. Christiania 1828, S. 268.
 — H. M. Th. Esmark, ebenda, S. 323.
 — — und Hünefeld, Schweigg. Journ. etc. **52**, 361.
 — C. H. Pfaff, ebenda, **53**, 391.
4834. Berzelius (P. Ström), Berzelius' Jahresber. **14**, 479 und Pogg. Ann. **33**, 442.
4843. Th. Scheerer, Neues Jahrb. f. Min. S. 642.
4845. — Pogg. Ann. **65**, 276.
4848. — Nyt Mag. f. Naturv. **5**, 299 u. 340.
 — P. C. Weibye, Karsten u. v. Dechen's Archiv **22**, 536, 537, 544.
4850. C. G. Gmelin, Pogg. Ann. **81**, 342.
4854. C. Bergemann, ebenda, **84**, 494.
4852. G. Rose, Krystallo-chem. Mineralsyst. S. 94.
 — R. Blum, Pogg. Ann. **87**, 345 und im 2. Nachtrag z. d. Pseudomorph. S. 432.
 — G. A. Kenngott, Sitzb. d. Wien. Akad. **9**, 602 und Uebers. d. min. Forsch. 4852, S. 54.
4833. Th. Scheerer, Pogg. Ann. **89**, 26.
4854. — ebenda, **91**, 383—87 und **93**, 95—99.
 — H. Dauber, ebenda, **92**, 254.
4837. N. B. Möller, Journ. f. pr. Chem. **69**, 348 und Nyt Mag. f. Naturv. **9**, 486.
 — A. Des Cloizeaux, Ann. d. mines **11**, 344.
4858. — ebenda, **14**, 355.
 — R. Blum, Pogg. Ann. **105**, 433.
4859. H. Dauber, ebenda, **106**, 504 und Kopp u. Will Jahresb. 4858, S. 743.
 — Th. Scheerer, ebenda, **108**, 433.
4862. A. Des Cloizeaux, Man. d. min. S. 382.
4863. R. Blum, Dritter Nachtrag zu d. Pseudomorph. d. Min. S. 409—445 u. 446.
 — Saeman u. Pisani, Ann. d. chim. et d. phys. 3. Sér., **62**, 350.
 — Th. Scheerer, Pogg. Ann. **119**, 445.
 — J. A. Michaelson, Journ. f. prakt. Chem. **96**, 406, auch Öfvers. af Vet.-Akad. Förh. 4862, S. 505.
 — Maskelyne et V. v. Lang, Philos. magazine 4. Ser. **25**, 43.
4867. A. Des Cloizeaux, Rec. d. sav. étrang. **18**, 584.
4868. G. A. Kenngott, Uebers. d. min. Forsch. 4862—65, S. 440.
4874. P. Herter, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. **28**, 268.
4875. S. R. Paikkull, Inauguraldissertation. Upsala 1875.
4877. G. Seligmann, diese Zeitschr. **1**, 333.
4878. W. G. Hankel, Abhandl. d. sächs. Gesellsch. d. Wiss. etc. **12**, 33 und Wiedem. Ann. **6**, 54. Ref. diese Zeitschr. **5**, 262.
4879. W. C. Brögger, diese Zeitschr. **3**, 478—486.

1880. C. v. Eckenbrecher, Tscherm. min. u. petrogr. Mitth. S. 20. Ref. diese Zeitschrift 7, 94.
 1881. O. Luedecke, Neues Jahrb. f. Min. S. 38. Ref. diese Zeitschr. 6, 345.
 — A. v. Lasaulx, diese Zeitschr. 5, 335.
 1882. P. Groth, Tabell. Uebers. d. Min. 2. Ausg., S. 442.
 1887. A. E. Nordenskiöld, Geol. Fören. i Stockh. Förh. 9, 435.
 — W. C. Brögger, ebenda S. 266.

1. Sogeannter Radiolith, Esmark.

Dieser Name wurde zuerst 1828 von dem Pastor H. M. Th. Esmark eingeführt. Die ursprüngliche Beschreibung Esmark's (l. c.) umfasste sowohl gut begrenzte Krystalle mit Endflächen (P), als strahlige, büschelige Massen und selbst derbe Varietäten, welche in der Regel als Bergmannit oder Spreustein bezeichnet worden sind.

Obwohl dieser Name eigentlich eine strahlige Aggregation bezeichnen sollte, ist nach Esmark's Beispiel doch der Name Radiolith von vielen, namentlich älteren Autoren auch für die gut begrenzten Krystalle gebraucht worden; andererseits hatten P. Ström und Berzelius (1834) den Namen Brevicit (Brevigit, Blum u. A.) eingeführt, welcher Name später von G. Rose und nach ihm auch von vielen Anderen für die gut krystallisirten Varietäten von Natrolith aus unseren Gängen angewandt wurde. Da aber erstens der Name Radiolith der ältere ist, zweitens der ursprüngliche echte Brevicit nach Sondén's Analyse ein sehr kalkreicher Natrolith, also ein Galaktit wäre, wollen wir in der folgenden Darstellung den älteren Namen Radiolith für die gut krystallisirten und büschelig-strahligen Natrolithvorkommnisse unserer Gänge, insofern sie als Ausfüllungen von Drusen oder Spalten auskrystallisirt sind, aufnehmen.

Die ersten exacteren Mittheilungen über die Radiolithe rühren von Th. Esmark, Th. Scheerer und P. C. Weibye (1848) her. Genauere Messungen machte zuerst G. Rose (1852), später namentlich G. A. Kenngott (1852) und Maskelyne und V. v. Lang (1863), welche Letzteren eine Anzahl seltener Formen und neuer Typen beschrieben. Eine Zusammenstellung sämtlicher an Krystallen von Natrolith bekannter Formen gab (1877) G. Seligmann, welcher auch selbst einige neue (an Krystallen von Salesel in Böhmen) hinzufügte und genauere Messungen als die bis jetzt publicirten bekannt machte. Nach Seligmann würden am Natrolith überhaupt im Ganzen 46 oder 47 Formen bekannt sein, nämlich:

$\{110\}\infty P$, $\{120\}\infty \tilde{P}2$, $\{010\}\infty \tilde{P}\infty$, $\{100\}\infty \bar{P}\infty$, $\{001\}0P$, $\{111\}P$, $\{221\}2P$, $\{331\}3P$, $\{131\}3\tilde{P}3$, $\{391\}9\tilde{P}3$, $\{11.10.11\}\bar{P}\frac{1}{6}$, $\{21.19.21\}\bar{P}\frac{1}{6}$, $\{311\}3\bar{P}3?$, $\{011\}\tilde{P}\infty$, $\{031\}3\tilde{P}\infty$, $\{301\}3\bar{P}\infty$, $\{601\}6\bar{P}\infty$.

Von diesen Formen wären nur folgende nicht an dem norwegischen »Radiolith« beobachtet:

$\{011\}\bar{P}\infty$, $\{221\}2P$ nach Kennigott an Krystallen aus der Auvergne.
 $\{11.10.11\}\bar{P}\frac{1}{2}$
 $\{21.19.21\}\bar{P}\frac{1}{2}$ } nach Des Cloizeaux etc. an Krystallen aus der Auvergne.
 $\{601\}6\bar{P}\infty$ und }
 $\{311\}3\bar{P}3?$ } nach G. Seligmann an Krystallen von Salesel in Böhmen.

1878 bestimmte ich an ausgezeichneten Krystallen des Radiolith von Arö bei Langesund das Axenverhältniss desselben genauer, als frühere bekannte Messungen gestattet hatten, und fügte dann auch die neuen Formen $\{610\}\infty\bar{P}6$ und $\{21.20.21\}\bar{P}\frac{1}{2}$ hinzu.

Vor einigen Jahren erhielt ich durch Herrn Cand. min. D. Cappelen einige ganz vorzügliche, flächenreiche Radiolith-Krystalle von den Arö-scheeren, deren Messungen mit ausserordentlicher Genauigkeit ausgeführt werden konnten. Namentlich zeigte ein einzelner, ungefähr 15 mm langer, 3 und 4 mm breiter und dicker, wasserheller Krystall eine so ungewöhnlich vollkommene Ausbildung, dass ich denselben einer möglichst genauen Untersuchung zu unterwerfen beschloss, um möglicher Weise aus den Messungen eine Entscheidung über die Zugehörigkeit des Krystalls zu dem rhombischen oder dem monosymmetrischen Krystallsysteme zu bekommen. Die Messungen wurden mit einem dem Mineraliencabinet der Universität Christiania gehörigen grossen Jünger'schen Goniometer von Jürgensen in Kopenhagen (Theilkreis mit Ablesung auf 10 Secunden) ausgeführt; später liess ich diese Messungen durch Herrn G. Flink an einem ausgezeichneten Websky'schen Goniometer von R. Fuess in Berlin im mineralogischen Institute der Hochschule zu Stockholm controliren. Die Uebereinstimmung beider Serien von Messungen zeigte sich dabei vollständig befriedigend.

Dieser Krystall (Taf. XXIV Fig. 5) zeigte nun folgende Formen:

$\{100\}\infty\bar{P}\infty$, $\{010\}\infty\bar{P}\infty$, $\{110\}\infty P$, $\{120\}\infty\bar{P}2$, $\{011\}\bar{P}\infty$, $\{101\}\bar{P}\infty$,
 $\{111\}P$, $\{221\}2P$, $\{331\}3P$, $\{131\}3\bar{P}3$, $\{34.36.1\}36\bar{P}\frac{1}{2}$, $\{311\}3\bar{P}3$ und
 $\{511\}5\bar{P}5$.

Der Krystall wurde nun zuerst auf ein rhombisches Axenverhältniss berechnet, wobei folgende Messungen zu Grunde gelegt wurden:

$$3\bar{P}3 : 3\bar{P}3 = \{131\} : \{131\} = 27^{\circ}44'30''$$

$$3\bar{P}3 : \infty\bar{P}\infty = \{131\} : \{010\} = 45 \quad 5 \quad 30$$

woraus das Axenverhältniss der Pyramide P sich ergibt zu

$$a : b : c = 0,981942 : 1 : 0,353447^*).$$

* Dieses Axenverhältniss ist, wie unten näher erwähnt, etwas abweichend von dem früher von mir, wie auch von den von anderen Forschern berechneten.

	Berechnet:	Gemessen:	Differenz:
$o'' : o = 111 : \bar{1}\bar{1}\bar{1} = 36^\circ 47' 26''$		$36^\circ 39'$	$-0^\circ 8' 26''$
$o' : o'' = 111 : \bar{1}\bar{1}\bar{1} = 37^\circ 29' 28''$		$37^\circ 29' 30''$	$+0^\circ 0' 2''$
$o : o''' = 111 : \bar{1}\bar{1}\bar{1} = 37^\circ 29' 28''$		$37^\circ 30'$	$+0^\circ 0' 30''$
$o'' : o''' = \bar{1}\bar{1}\bar{1} : \bar{1}\bar{1}\bar{1} = 36^\circ 47' 26''$		—	
$o' : o' = 111 : 111 = 126^\circ 27' 40''$		—	
$o : a = 111 : 100 = 71^\circ 15' 16''$		$71^\circ 15' 30''$	$+0^\circ 0' 14''$
$o'' : a' = \bar{1}\bar{1}\bar{1} : \bar{1}00 = 71^\circ 15' 16''$		$71^\circ 15' 30''$	$+0^\circ 0' 14''$
$o''' : a' = \bar{1}\bar{1}\bar{1} : \bar{1}00 = 71^\circ 15' 16''$		$71^\circ 16'$	$+0^\circ 0' 44''$
$o' : a = 111 : 100 = 71^\circ 15' 16''$		$71^\circ 15' 30''$	$+0^\circ 0' 14''$
$o : b = 111 : 010 = 71^\circ 36' 17''$		$71^\circ 40'$	$+0^\circ 3' 23''$
$o' : b' = 111 : 010 = 71^\circ 36' 17''$		$71^\circ 32'$	$-0^\circ 4' 17''$
$o'' : b' = \bar{1}\bar{1}\bar{1} : 010 = 71^\circ 36' 17''$		$71^\circ 40'$	$+0^\circ 3' 43''$
$o''' : b = \bar{1}\bar{1}\bar{1} : 010 = 71^\circ 36' 17''$		—	
$o' : s = 111 : 011 = 18^\circ 44' 44''$		$18^\circ 44' 30''$	$-0^\circ 0' 14''$
$o'' : s = \bar{1}\bar{1}\bar{1} : 011 = 18^\circ 44' 44''$		$18^\circ 45'$	$+0^\circ 0' 16''$
$o : s = 111 : 011 = 42^\circ 33' 45''$		$42^\circ 25'$	$-0^\circ 8' 15''$
$o : z = 111 : 3\bar{3}1 = 29^\circ 45' 1''$		$29^\circ 51' 30''$	$+0^\circ 6' 29''$
$o : m = 111 : 1\bar{1}0 = 63^\circ 13' 50''$		$63^\circ 13' 30''$	$-0^\circ 0' 20''$
$o'' : m'' = \bar{1}\bar{1}\bar{1} : \bar{1}10 = 63^\circ 13' 50''$		$63^\circ 16'$	$-0^\circ 2' 40''$
$o : q = 111 : 3\bar{1}1 = 26^\circ 46' 9''$		$26^\circ 46' 30''$	$+0^\circ 0' 24''$
$o' : q' = 111 : 311 = 26^\circ 46' 9''$		$26^\circ 48' 30''$	$+0^\circ 2' 0''$
$q'' : o'' = 311 : \bar{1}\bar{1}\bar{1} = 26^\circ 46' 9''$		$26^\circ 45' 30''$	
$o : r = 111 : 5\bar{1}1 = 40^\circ 44' 35''$		$40^\circ 44' 45''$	$-0^\circ 0' 20''$
$o' : r' = 111 : 511 = 40^\circ 44' 35''$		$40^\circ 43' 30''$	$-0^\circ 1' 5''$
$o'' : r'' = \bar{1}\bar{1}\bar{1} : 511 = 40^\circ 44' 35''$		$40^\circ 44' 30''$	$-0^\circ 0' 5''$
$o'' : y'' = \bar{1}\bar{1}\bar{1} : \bar{1}31 = 26^\circ 30' 47''$		$26^\circ 36'$	$+0^\circ 5' 43''$
$o' : y' = 111 : 131 = 26^\circ 30' 47''$		$26^\circ 33' 15''$	$+0^\circ 2' 28''$
$z' : z = 331 : 3\bar{3}1 = 71^\circ 31' 7''$		—	
$z' : z'' = 331 : 331 = 73^\circ 2' 36''$		—	
$z' : z' = 331 : 331 = 66^\circ 57' 38''$		—	
$z : m = 331 : 1\bar{1}0 = 33^\circ 28' 49''$		$33^\circ 26' 30''$	$-0^\circ 2' 19''$
$z' : q' = 331 : 311 = 22^\circ 15' 43''$		$22^\circ 19'$	$+0^\circ 3' 47''$
$q' : q = 311 : 3\bar{1}1 = 27^\circ 0' 30''$		$26^\circ 57'$	$-0^\circ 3' 30''$
$q' : q'' = 311 : 311 = 94^\circ 4' 46''$		—	
$q' : q' = 311 : 311 = 82^\circ 42' 8''$		—	
$q' : a = 311 : 100 = 44^\circ 29' 7''$		$44^\circ 23'$	
$q : a = 311 : 100 = 44^\circ 29' 7''$		$44^\circ 29'$	$-0^\circ 0' 7''$
$r' : r = 511 : 5\bar{1}1 = 19^\circ 28' 55''$		$19^\circ 25' 30''$	$-0^\circ 3' 25''$
$r' : r'' = 511 : 511 = 118^\circ 58' 38''$		—	
$r' : r' = 511 : 511 = 57^\circ 12' 2''$		—	
$r : a = 511 : 100 = 30^\circ 30' 41''$		$30^\circ 31'$	$+0^\circ 0' 19''$

	Berechnet:	Gemessen:	Differenz:
$y' : y = (134) : (\bar{1}\bar{3}4) = 89^{\circ} 49' 0''$	—	—	—
$y' : y'' = (134) : (\bar{1}34) = *27^{\circ} 44' 30''$	*27 44 30	*27 44 30	$\pm 0^{\circ} 0' 0''$
$y' : \underline{y'} = (134) : (13\bar{4}) = 83 35 2$	—	—	—
$y' : b' = (134) : (010) = 45 5 30$	45 5 30	*45 5 30	$\pm 0 0 0$
	— 45 4 0		
$y' : s = (134) : (011) = 30 16 38$	30 16 38	30 18	+ 0 1 22
$y'' : s = (\bar{1}34) : (011) = 30 16 38$	30 16 38	30 18	+ 0 1 22
$y' : n' = (134) : (120) = 42 26 37$	42 26 37	42 23	— 0 3 37
$y' : m' = (134) : (110) = 48 16 6$	—	—	—
$s : b' = (011) : (010) = 70 32 4$	70 32 4	70 30	— 0 2 4
$s : a = (011) : (100) = 90 0 0$	90 0 0	90 0 30	+ 0 0 30
$m : m' = (\bar{1}\bar{1}0) : (110) = 88 57 32$	88 57 32	88 57	— 0 0 32
$m' : b' = (110) : (010) = 45 34 14$	45 34 14	45 32	+ 0 0 46
$m : b = (\bar{1}\bar{1}0) : (0\bar{1}0) = 45 34 14$	45 34 14	45 32	+ 0 0 46
$m'' : b' = (\bar{1}10) : (010) = 45 34 14$	45 34 14	45 34	— 0 0 14
$m''' : b = (\bar{1}\bar{1}0) : (0\bar{1}0) = 45 34 14$	45 34 14	45 32	+ 0 0 46
$a : b' = (100) : (010) = 90 0 0$	90 0 0	90 0	$\pm 0 0 0$
$a : b = (100) : (0\bar{1}0) = 90 0 0$	90 0 0	90 0	$\pm 0 0 0$
$a' : b = (\bar{1}00) : (0\bar{1}0) = 90 0 0$	90 0 0	90 4	+ 0 4
$n' : n = (120) : (\bar{1}\bar{2}0) = 126 1 48$	—	—	—
$n' : b = (120) : (010) = 26 59 6$	26 59 6	26 55	— 0 4 6
$n'' : b' = (\bar{1}20) : (010) = 26 59 6$	26 59 6	26 42	— 0 17 6
$n''' : b = (\bar{1}\bar{2}0) : (0\bar{1}0) = 26 59 6$	26 59 6	27 4	+ 0 4 54
$\pi'' : a' = (\bar{3}\bar{4}.36.1) : (\bar{1}00) = 46 42 40$	46 42 40	46 44	+ 0 1 50
$\pi'' : b = (\bar{3}\bar{4}.36.1) : (010) = 43 58 50$	43 58 50	43 55	— 0 3 50
$\pi'' : o'' = (\bar{3}\bar{4}.36.1) : (\bar{1}11) = 59 59 49$	59 59 49	59 50	— 0 9 49

Die Uebereinstimmung der berechneten und der gemessenen Winkel ist im Allgemeinen, wie man sieht, recht befriedigend; wo grössere Abweichungen auftreten, rührt dies in der Regel davon her, dass die respectiven Flächen entweder zu klein waren um genaue Messungen zu gestatten oder, wie die Flächen $n(\infty\bar{P}2)$ in der Verticalzone, etwas weniger gut ausgebildet waren.

Nichtsdestoweniger schien doch der Umstand auffallend, dass für die Flächen der Pyramide $\{111\}P$ zu den beiden Flächen des Pinakoids $\{010\}$ $\infty\bar{P}\infty$ und $\{0\bar{1}0\}$ recht grosse Unterschiede beobachtet wurden. Ich hielt es deshalb nicht für unnöthig zu untersuchen, ob die Berechnung auf ein monosymmetrisches Axenverhältniss vielleicht bessere Uebereinstimmung dieser Winkel liefern würde.

Für diese Berechnung wurden folgende Messungen zu Grunde gelegt:

$$\begin{aligned}
 y' : y'' &= (\bar{3}11) : (\bar{3}\bar{1}1) = 27^\circ 44' 30'' \\
 y' : (a)' &= (\bar{3}11) : (\bar{1}00) = 45 \quad 4 \\
 m' : (a)' &= (\bar{1}10) : (\bar{1}00) = 45 \quad 32
 \end{aligned}$$

Man bemerkt, dass für die Messung $y' : (a)'$ der zweite in der vorigen Tabelle angeführte Werth $45^\circ 4'$ statt $45^\circ 5' 30''$ angenommen ist, welcher im Laufe der Rechnung und durch controlirende Messung an einem zweiten Krystalle sich als wahrscheinlicher herausstellte. Das Orthopinakoid (a) und (a)' der monosymmetrischen Stellung entspricht also dem Brachypinakoid b und b' der rhombischen, die Symmetrieebene (b) und (b)' der monosymmetrischen dem Makropinakoid a' und a der rhombischen Stellung; übrigens sind die Signaturen in der folgenden Tabelle unverändert dieselben, wie in der vorigen. Es berechnet sich aus den angeführten Messungen für die Pyramide $\{\bar{1}11\}P$ das monosymmetrische Axenverhältniss

$$\begin{aligned}
 a' : b' : c' &= 1,04649 : 1 : 0,359907 \\
 \beta &= 89^\circ 54' 52''.
 \end{aligned}$$

Die berechneten und die gemessenen Werthe sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

	Berechnet:	Gemessen:	Differenz:
$o' : o = (\bar{1}11) : (111) = 36^\circ 42' 12''$		$36^\circ 39' *$	$- 0^\circ 3' 12''$
$o' : o'' = (\bar{1}11) : (\bar{1}\bar{1}1) = 37 \quad 29 \quad 50$		$37 \quad 29 \quad 30$	$- 0 \quad 0 \quad 20$
$o : o''' = (111) : (1\bar{1}1) = 37 \quad 29 \quad 50$		$37 \quad 30$	$+ 0 \quad 0 \quad 10$
$o'' : o''' = (\bar{1}\bar{1}1) : (1\bar{1}1) = 36 \quad 42 \quad 12$		—	
$o : (b)' = (111) : (010) = 71 \quad 15 \quad 5$		$71 \quad 15 \quad 30$	$+ 0 \quad 0 \quad 25$
$o'' : (b) = (\bar{1}\bar{1}1) : (0\bar{1}0) = 71 \quad 15 \quad 5$		$71 \quad 15 \quad 30$	$+ 0 \quad 0 \quad 25$
$o''' : (b) = (1\bar{1}1) : (0\bar{1}0) = 71 \quad 15 \quad 5$		$71 \quad 16$	$+ 0 \quad 0 \quad 55$
$o : (a) = (111) : (100) = 71 \quad 38 \quad 54$		$71 \quad 40$	$+ 0 \quad 1 \quad 6$
$o' : (a)' = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{1}00) = 71 \quad 38 \quad 54$		$(71 \quad 32)$	$- 0 \quad 6 \quad 54$
$o'' : (a)' = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{1}00) = 71 \quad 38 \quad 54$		$71 \quad 40$	$+ 0 \quad 1 \quad 6$
$o''' : (a) = (1\bar{1}1) : (100) = 71 \quad 38 \quad 54$		—	
$o' : s = (\bar{1}11) : (\bar{1}01) = 48 \quad 44 \quad 55$		$48 \quad 44 \quad 30$	$- 0 \quad 0 \quad 25$
$o'' : s = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{1}01) = 48 \quad 44 \quad 55$		$48 \quad 45$	$+ 0 \quad 0 \quad 5$
$o : s = (111) : (\bar{1}01) = 42 \quad 28 \quad 30$		$42 \quad 25$	$- 0 \quad 3 \quad 30$
$o : z = (111) : (3\bar{3}1) = 29 \quad 48 \quad 38$		$29 \quad 51 \quad 30$	$+ 0 \quad 2 \quad 52$
$o : m = (111) : (110) = 63 \quad 15 \quad 45$		$63 \quad 13 \quad 30$	$- 0 \quad 2 \quad 15$
$o'' : m'' = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{1}\bar{1}0) = 63 \quad 15 \quad 45$		$63 \quad 16$	$+ 0 \quad 0 \quad 15$
$o : q = (111) : (131) = 26 \quad 46 \quad 14$		$26 \quad 46 \quad 30$	$+ 0 \quad 0 \quad 16$
$q : o' = (131) : (\bar{1}11) = 26 \quad 46 \quad 14$		$26 \quad 45 \quad 30$	$- 0 \quad 0 \quad 44$
$o'' : q'' = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{1}\bar{3}1) = 26 \quad 46 \quad 14$		$26 \quad 48 \quad 30$	$+ 0 \quad 2 \quad 16$
$o : r = (111) : (151) = 40 \quad 44 \quad 37$		$40 \quad 44 \quad 15$	$- 0 \quad 0 \quad 22$

*) An einem zweiten Krystalle gemessen. $o' : o = 36^\circ 44'$.

	Berechnet:	Gemessen:	Differenz:
$o' : r' = (\bar{1}11) : (\bar{1}51) = 40^{\circ} 44' 37''$		$40^{\circ} 43' 30''$	$- 0^{\circ} 1' 7''$
$o'' : r'' = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{1}54) = 40 \ 44 \ 37$		$40 \ 44 \ 30$	$- 0 \ 0 \ 7$
$o'' : y'' = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{3}34) = 26 \ 34 \ 54$		$26 \ 36$	$+ 0 \ 1 \ 6$
$o' : y' = (\bar{1}11) : (\bar{3}14) = 26 \ 34 \ 54$		$26 \ 33 \ 15$	$- 0 \ 1 \ 39$
$z' : z = (\bar{3}31) : (\bar{3}31) = 71 \ 34 \ 6$		—	
$z' : z'' = (\bar{3}31) : (\bar{3}34) = 73 \ 2 \ 48$		—	
$z : m = (\bar{3}31) : (\bar{1}10) = 33 \ 27 \ 7$		$33 \ 26 \ 30$	$- 0 \ 0 \ 37$
$z : q = (\bar{3}31) : (\bar{1}31) = 22 \ 18 \ 42$		$22 \ 19$	$+ 0 \ 0 \ 18$
$q' : q = (\bar{1}34) : (\bar{1}31) = 26 \ 56 \ 42$		$26 \ 57$	$+ 0 \ 0 \ 15$
$q' : q'' = (\bar{1}34) : (\bar{1}34) = 91 \ 2 \ 18$		—	
$q' : (b)' = (\bar{1}34) : (010) = 44 \ 28 \ 51$		$44 \ 23$	
$q : (b)' = (\bar{1}31) : (010) = 44 \ 28 \ 51$		$44 \ 29$	$+ 0 \ 0 \ 9$
$r' : r = (\bar{1}54) : (\bar{1}54) = 19 \ 26 \ 40$		$19 \ 25 \ 30$	$- 0 \ 0 \ 10$
$r' : r'' = (\bar{1}51) : (\bar{1}54) = 118 \ 59 \ 4$		—	
$r : (b)' = (\bar{1}51) : (010) = 30 \ 30 \ 28$		$30 \ 31$	$+ 0 \ 0 \ 32$
$y' : y = (\bar{3}41) : (\bar{3}41) = 89 \ 52$		—	
$y' : y'' = (\bar{3}41) : (\bar{3}44) = 27 \ 44 \ 30$		$27 \ 44 \ 30$	$\pm 0 \ 0$
$y' : (a)' = (\bar{3}41) : (\bar{1}00) = 45 \ 4 \ 0$		$45 \ 4 \ 0$	$\pm 0 \ 0$
$y' : s = (\bar{3}41) : (\bar{1}01) = 30 \ 20 \ 40$		$30 \ 18$	$- 0 \ 2 \ 40$
$y'' : s = (\bar{3}44) : (\bar{1}04) = 30 \ 20 \ 40$		$30 \ 18$	$- 0 \ 2 \ 40$
$y' : n' = (\bar{3}11) : (\bar{2}10) = 42 \ 24 \ 30$		$42 \ 23$	$- 0 \ 1 \ 30$
$y' : m' = (\bar{3}11) : (\bar{1}10) = 48 \ 15 \ 11$		—	
$s : (a)' = (\bar{1}04) : (\bar{1}00) = 70 \ 34 \ 48$		$70 \ 30$	
$s : (b)' = (\bar{1}04) : (010) = 90 \ 5 \ 5$		$90 \ 0 \ 30$	$+ 0 \ 0 \ 30$
$m : m' = (\bar{1}10) : (\bar{1}10) = 88 \ 56$		$88 \ 57$	$+ 0 \ 1$
$m' : (a)' = (\bar{1}10) : (\bar{1}00) = 45 \ 32 \ 0$		$45 \ 32 \ 0$	$\pm 0 \ 0$
$m : (a) = (\bar{1}10) : (\bar{1}00) = 45 \ 32 \ 0$		$45 \ 32$	$\pm 0 \ 0$
$m'' : (a)' = (\bar{1}\bar{1}0) : (\bar{1}00) = 45 \ 32 \ 0$		$45 \ 34$	$- 0 \ 1$
$m''' : (a) = (\bar{1}\bar{1}0) : (\bar{1}00) = 45 \ 32 \ 0$		$45 \ 32$	$\pm 0 \ 0$
$(b)' : (a)' = (040) : (\bar{1}00) = 90 \ 0 \ 0$		$90 \ 0$	$\pm 0 \ 0$
$(b)' : (a) = (\bar{1}00) : (\bar{1}00) = 90 \ 0 \ 0$		$90 \ 0$	$\pm 0 \ 0$
$(b) : (a) = (0\bar{1}0) : (\bar{1}00) = 90 \ 0 \ 0$		$90 \ 1$	$+ 0 \ 1$
$n' : n = (\bar{2}10) : (\bar{2}10) = 126 \ 7$			
$n' : (a) = (\bar{2}10) : (\bar{1}00) = 26 \ 56 \ 30$		$26 \ 55$	$- 0 \ 1 \ 30$
$n'' : (a) = (\bar{2}\bar{1}0) : (\bar{1}00) = 26 \ 56 \ 30$		$26 \ 42$	$- 0 \ 14 \ 30$
$n''' : (a) = (\bar{2}\bar{1}0) : (\bar{1}00) = 26 \ 56 \ 30$		$27 \ 4$	$+ 0 \ 7 \ 30$
$x'' : (b) = (\bar{3}6.34.4) : (0\bar{1}0) = 46 \ 15 \ 10$		$46 \ 15$	$- 0 \ 0 \ 10$
$x'' : (a)' = (\bar{3}6.34.4) : (\bar{1}00) = 43 \ 55 \ 50$		$43 \ 55$	$- 0 \ 0 \ 50$
$x'' : o'' = (\bar{3}6.34.4) : (\bar{1}\bar{1}1) = 60 \ 2 \ 2$		$59 \ 50$	$- 0 \ 12 \ 2$

Die drei Winkel, welche für die Berechnung des monosymmetrischen Axenverhältnisses zu Grunde gelegt wurden, liegen alle an derselben Ecke

des Krystalls. Es zeigte sich nun sofort während der Rechnung, dass, wenn der Krystall monosymmetrisch wäre, er ein Zwilling nach einer Fläche (a) sein müsste. Es beweist dies eine Reihe von Rechnungen, von welchen nur einige wenige angeführt werden sollen.

$o': o(\bar{1}11):(\bar{1}11)$ würde bei einem Einzelkrystalle, an welchem also o eine Fläche von $-P$ wäre, den Werth $36^{\circ}50'36''$ statt $36^{\circ}42'42''$, gemessen $36^{\circ}39'$, erfordern. Also:

	Einzelkryst.:	Zwilling:	Gemessen:	Rhomb.:
$o': o = (\bar{1}11):(\bar{1}11)$ erforderte:	$36^{\circ}50'36''$	$36^{\circ}42'42''$	$36^{\circ}39'$	$36^{\circ}47'26''$
$o:(a) = (\bar{1}11):(\bar{1}00)$	- 74 30 26	74 38 54	74 40	74 36 37
$o:s = (\bar{1}11):(\bar{1}04)$	- 42 35 58	42 28 30	42 23	42 33 45
$\pi: q = (334):(\bar{1}34)$	- 22 46 42	22 48 42	22 49	22 45 43
$o: o''$, die negative Pyramide: 37 27 56,				

Es können diese Beispiele genügen, da sie sämmtlich grössere Differenzen von mehreren Minuten zwischen den rhombisch berechneten, den für einen monosymmetrischen Einzelkrystall berechneten Werthen und den gemessenen Winkeln zeigen, während die Uebereinstimmung der letzteren mit den für einen monosymmetrischen Zwilling berechneten Werthen auffallend genauer sind; wo die Differenzen kleiner, also nur eine Minute oder weniger betragen, konnten sie natürlich keinen Beweis für die eine oder die andere Auffassung liefern*). Die Rechnung lehrt also, dass dieser so genau messbare Krystall sich in der That wie ein monosymmetrischer Zwilling nach $\{100\} \infty P \infty$ zu verhalten scheint, obwohl die Axenschiefe nur ungefähr $0^{\circ}5'$ beträgt**).

Diese Thatsache erklärt ferner auch befriedigend den Umstand, dass die Flächen von $\{111\}P$ eine feine Streifung parallel den Combinationskanten mit $\{100\} \infty P \infty$ zeigen, und dass mehrere derselben zwei scharf getrennte Reflexe gaben mit Werthen von $P: \infty P \infty$ um $74^{\circ}40'$ und $74^{\circ}32'$; für die ganz schmale Fläche o' wurde nur der Winkel $74^{\circ}32'$ erhalten. Da nun $-P: \infty P \infty$ zu $74^{\circ}30'26''$ berechnet wurde, rührt dies natürlich davon her, dass in dünnen Lamellen auch die negative Pyramide am Ende des sonst nur von positiven Flächen begrenzten Zwillings ausgebildet ist.

Die an diesem Krystall auftretenden Formen wären also folgende:

*) Man bemerkt, dass auch noch für einige andere als die eben angeführten Winkel grössere Differenzen vorliegen, nämlich für diejenigen der Flächen von π und für den Winkel $\pi'': o''$; dies rührt aber von der schlechten Beschaffenheit der π -Flächen her; ebenso ist die Fläche π'' etwas gerundet nach o'' hin und kann deshalb in dieser Zone natürlich keine genaue Messung erlauben.

**) Es muss ausdrücklich bemerkt werden, dass in der obenstehenden Tabelle und in der Figur der Deutlichkeit wegen die Miller'schen Zeichen so, als ob der Krystall ein Einzelkrystall wäre, angegeben sind.

$a)b = \{100\}\infty P\infty$	$o' = \{111\} - P$
$(b)a = \{010\}\infty R\infty$	$d = \{224\} 2P$
$m = \{110\}\infty P$	$z = \{334\} 3P$
$n = \{210\}\infty P 2$	$y = \{311\} 3P 3$
$s = \{101\} P\infty$	$q = \{131\} 3R 3$
$D = \{011\} R\infty$	$r = \{151\} 5R 5$
$o = \{111\} P$	$\pi = \{36.34.1\} 36 P \frac{1}{7}$

Von diesen Flächen wurde die Fläche d , $2P$, nur als ganz schmale Abstumpfung zwischen o und z an zwei Ecken durch Schimmermessung ($n:m = 43^{\circ}9'$) bestimmt. D trat ebenfalls nur als ganz schmale, lediglich durch ihre Lage bestimmte Abstumpfung der Kante $o:o'$ auf. Die Form $36 P \frac{1}{7}$ erscheint an allen Ecken nicht nur dieses, sondern auch anderer Krystalle desselben Vorkommens als eine ganz distincte Fläche, welche jedoch an mehreren Ecken ungefähr in der Zone $P:\infty P$ etwas gerundet war, und daher dort die hohen Indices derselben nicht ganz sicher bestimmt werden konnten; an dem eben beschriebenen Krystalle wurden jedoch an einer Ecke die guten Messungen, welche das erwähnte Zeichen zu bestimmen erlaubten, erhalten. In anderen Fällen ergab sich nur, dass eine Fläche des Zeichens $2mP \frac{m}{m-1}$ vorliegt; wahrscheinlich sind deshalb mehrere Pyramiden dieses Zeichens (außer der sicher bestimmten $36 P \frac{1}{7}$), in welcher m 16 bis 20 bedeutet, vorhanden.

Die Endflächen sind sonst sämmtlich ganz vorzüglich messbar, namentlich ausgezeichnet die Flächen von y, z, q, r . Weniger gut sind die Flächen der Verticalzone, besonders $n(\infty P 2)$; die Flächen von (a) ($\infty P\infty$) sind hie und da mit kleinen Subindividuen, welche nach der Verticalaxe ausgezogen sind, bedeckt, die Flächen von (b) ($\infty R\infty$) fein längsgestreift. Eine federförmige Streifung, wie die am Skolezit bekannte, tritt nicht auf. Ein merkwürdiger Umstand ist es, dass an diesem sonst so wundervoll vollkommen ausgebildeten Krystalle ein Theil der Fläche $(a)'$ um $0^{\circ}8\frac{1}{2}'$ von der parallelen Stellung zu (a) abweicht; dies ist um so auffallender, weil auch O. Luedecke und Hankel an monoklinen Skolezitkrystallen von Island an mehreren verschiedenen Exemplaren übereinstimmend fanden, dass die beiden Flächen der Symmetrieebene um $0^{\circ}5'$ bis $0^{\circ}6'$ von der Parallelität abweichen. Wie gleich gezeigt werden soll, entsprechen nämlich die Flächen (a) und $(a)'$ den Flächen der Symmetrieebene des Skolezits.

Vergleichen wir nämlich das Axenverhältniss des eben beschriebenen Krystalls mit dem des Skolezit, so sehen wir sofort einen wesentlichen Unterschied, nämlich den, dass die a -Axe in dem oben berechneten monosymmetrischen Axenverhältnisse die längere, bei dem Skolezit dagegen die kürzere der beiden Nebenaxen ist. Da nun die Flächen der Vertical-

zone beider Mineralien, wie des rhombischen Natrolith, nicht zu stark abweichende Werthe aufweisen, so ist es wohl wahrscheinlich, dass von der Stellung, welche die grösste Uebereinstimmung der Winkel dieser Zone erlaubt, ausgegangen werden muss; thut man aber dies, so entspricht die Symmetrieebene des Skolezit dem Brachypinakoid des rhombischen Natrolith, während bei dem oben gemessenen monosymmetrischen Natrolith die Symmetrieebene dem Makropinakoid des rhombischen Natrolith entspricht.

Um zu sehen, ob die an dem beschriebenen ausgezeichneten Krystalle Nr. I erhaltenen Resultate auch mit den Messungen an anderen Krystallen desselben Vorkommens übereinstimmen, wurden noch mehrere kleinere Krystalle von demselben Typus durchgemessen; nur noch ein einziges kleines Exemplar (Länge ungefähr 3 mm bei ungefähr 4 mm Dicke und Breite) zeigte sich so vollkommen ausgebildet, dass die Messungen desselben zum Vergleiche mit denen des ersten Krystalls berücksichtigt werden konnten.

Dieser Krystall (Nr. III) erwies sich mit jenem so weit übereinstimmend, dass mir auch für ihn das schon oben berechnete monosymmetrische Axenverhältniss geltend schien; die Ausbildung der Flächen ist aber etwas abweichend, wie aus Taf. XXIV Fig. 9 (Basisprojection) zu ersehen, und ausserdem treten noch zwei neue Formen, $\infty P\frac{3}{2}$ und $\infty R\frac{1}{4}$, an demselben auf. Die Messungen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

	Berechnet:	Gemessen:	Differenz:
$o : o''' = (111) : (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) =$	$37^{\circ}29'50''$	$37^{\circ}34'30''$	$+ 0^{\circ}4'40''$
$o : o' = (111) : (\bar{1}\bar{1}1) =$	$36 \ 42 \ 42$	$36 \ 40$	$- 0 \ 2 \ 42$
$o : (a) = (111) : (100) =$	$71 \ 38 \ 54$	$71 \ 39$	$+ 0 \ 0 \ 6$
$o' : (a)' = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{1}\bar{1}1) =$	$71 \ 38 \ 54$	$71 \ 38$	$- 0 \ 0 \ 54$
$o : z = (111) : (3\bar{3}1) =$	$29 \ 48 \ 38$	$29 \ 48 \ 30$	$- 0 \ 0 \ 8$
$o' : z' = (\bar{1}\bar{1}1) : (3\bar{3}1) =$	$29 \ 48 \ 38$	$29 \ 46 \ 30$	$- 0 \ 2 \ 6$
$o''' : z''' = (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) : (3\bar{3}1) =$	$29 \ 48 \ 38$	$(29 \ 45 \ 30)$	$- 0 \ 3 \ 6$
$o' : m' = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{1}\bar{1}0) =$	$63 \ 45 \ 45$	$63 \ 45$	$- 0 \ 0 \ 45$
$o'' : m'' = (\bar{1}\bar{1}1) : (\bar{1}\bar{1}0) =$	$63 \ 45 \ 45$	$63 \ 43$	$- 0 \ 2 \ 45$
$o''' : m''' = (\bar{1}\bar{1}\bar{1}) : (\bar{1}\bar{1}0) =$	$63 \ 45 \ 45$	$63 \ 43 \ 30$	$- 0 \ 2 \ 15$
$z : z''' = (3\bar{3}1) : (3\bar{3}1) =$	$73 \ 2 \ 48$	$73 \ 3$	$+ 0 \ 0 \ 12$
$z' : z'' = (\bar{3}\bar{3}1) : (\bar{3}\bar{3}1) =$	$73 \ 2 \ 48$	$73 \ 3 \ 30$	$+ 0 \ 0 \ 42$
$z : z' = (3\bar{3}1) : (\bar{3}\bar{3}1) =$	$71 \ 34 \ 6$	$71 \ 30$	$- 0 \ 4 \ 6$
$z''' : z'' = (\bar{3}\bar{3}1) : (\bar{3}\bar{3}1) =$	$71 \ 34 \ 6$	$71 \ 30$	$- 0 \ 4 \ 6$
$z'' : m'' = (\bar{3}\bar{3}1) : (\bar{1}\bar{1}0) =$	$33 \ 27 \ 7$	$33 \ 27 \ 30$	$+ 0 \ 0 \ 23$
$z' : m' = (\bar{3}\bar{3}1) : (\bar{1}\bar{1}0) =$	$33 \ 27 \ 7$	$33 \ 28 \ 30$	$+ 0 \ 4 \ 23$
$z''' : m''' = (\bar{3}\bar{3}1) : (\bar{1}\bar{1}0) =$	$33 \ 27 \ 7$	$33 \ 28$	$+ 0 \ 0 \ 53$
$z : q = (3\bar{3}1) : (1\bar{3}1) =$	$22 \ 48 \ 42$	$22 \ 43 \ 30$	$- 0 \ 5 \ 12$
$z' : q' = (\bar{3}\bar{3}1) : (\bar{1}\bar{3}1) =$	$22 \ 48 \ 42$	$22 \ 44 \ 30$	$- 0 \ 4 \ 12$
$z'' : q'' = (\bar{3}\bar{3}1) : (\bar{1}\bar{3}1) =$	$22 \ 48 \ 42$	$22 \ 44 \ 30$	$- 0 \ 4 \ 12$

	Berechnet:	Gemessen:	Differenz:
$z''' : q''' = 3\bar{3}1 : 1\bar{3}1 = 22^{\circ}18'42''$		$22^{\circ}13'25\frac{1}{2}''$	$-0^{\circ}5'17''$
$q : q' = 131 : \bar{1}31 = 26\ 56\ 42$		27 2	$+0\ 5\ 18$
$q''' : q'' = 1\bar{3}1 : \bar{1}\bar{3}1 = 26\ 56\ 42$		27 2 30	$+0\ 5\ 48$
$y' : y'' = 311 : \bar{3}\bar{1}1 = 27\ 44\ 30$		27 46 30	$+0\ 2\ 0$
$y : y''' = 341 : 3\bar{1}1 = 27\ 44\ 30$		27 46 30	$+0\ 2\ 0$
$y : y' = 311 : 311 = 89\ 52$		89 48 45	$-0\ 3\ 45$
$y : a = 311 : 100 = 45\ 4\ 0$		45 4 25	$+0\ 0\ 25$
$y' : a' = 311 : \bar{1}00 = 45\ 4\ 0$		45 4	$\pm 0\ 0$
$m' : a' = \bar{1}\bar{1}0 : \bar{1}00 = 45\ 32\ 0$		45 34 30	$-0\ 0\ 30$
$(m' : b)' = \bar{1}00 : 010 = 90\ 0\ 0$		89 59 30	$-0\ 0\ 30$
$(a' : m)'' = \bar{1}00 : 2\bar{1}0 = 26\ 56\ 30$		26 55 30	$-0\ 1\ 0$
$a : k''' = 100 : 950? = 29\ 27\ 12$		29 33 30	$+0\ 6\ 18$
$b : p''' = 010 : 470 = 29\ 20\ 35$		29 30	$+0\ 9\ 25$
$w : z = 554 : 334 = 11\ 50\ 3$		41 49 30	$-0\ 0\ 33$
$w : m = 554 : 110 = 21\ 37\ 4$			
$w : w''' = 554 : 5\bar{5}4 = 83\ 2\ 26$			

Obwohl die Uebereinstimmung recht gut scheint, sind doch mehrere auffallende Abweichungen vorhanden: namentlich unterscheiden sich die Winkel der Flächen von $z(334)$, $q(134)$ und $y(341)$, welche Formen an diesem Krystalle vorherrschen, recht erheblich, wenn die grosse Vollkommenheit der Flächen in Betracht gezogen wird. Die genauere Untersuchung lehrte nun in der That auch, dass dieser Krystall — derselben Stufe wie Krystall Nr. I entnommen — sich nicht monosymmetrisch, sondern rhombisch verhält. Es wird dies dadurch bewiesen, dass die Flächen z''' , o''' , z' einerseits, ebenso z , o , z'' andererseits in einer Zone liegen, was nur möglich ist, wenn die Axenschiefe $\beta = 90^{\circ}0'0''$, d. h. da in diesem Falle keine anderen Merkmale den monosymmetrischen Charakter andeuten, wenn der Krystall rhombisch ist. Um nachträglich mich zu überzeugen, dass auch der Zonenverband des Krystalles Nr. I mit dem monosymmetrischen Charakter im Einklange steht, wurde die Zone $[z(331) : o(111)]$ mittels der Coincidenz der beiden Fadenkreuze des Beobachtungsfernrohrs und des Collimators des aufs Neue genau justirten Wehsky'schen Goniometers von Fuess eingestellt; es zeigte sich, dass die Fläche $o''\bar{1}\bar{1}1$ ungefähr $0^{\circ}7'$ bis $0^{\circ}8'$ ausserhalb der Zone liegt, und zwar wie es gefordert wird, von letzterer nach oben abweicht.

Es wurde nun dabei das Fadenkreuzbild des hellsten der beiden Lichtkreise, welche von der gestreiften aus $\{111\}+P$ und $\{\bar{1}\bar{1}1\}-P$ zusammengesetzten Fläche o reflectirt wurden, eingestellt; dieses Bild entspräche also der Fläche $\{111\}+P$ des Zwillings. Nun wurde nachträglich das zweite Fadenkreuzbild, welches von der Fläche o , entsprechend $\{\bar{1}\bar{1}1\}-P$, reflectirt wurde, mit $\{110\}n$ in einer Zone eingestellt; jetzt fiel das von der

Fläche o'' ($\overline{111}$) reflectirte Bild des Collimatorfadenkreuzes in die eingestellte Zone, der unzweideutigste Beweis dafür, dass der Krystall sich geometrisch monosymmetrisch verhält.

Es ergibt sich also daraus die höchst interessante Thatsache, dass diese zwei Krystalle derselben Stufe, welche so nahe übereinstimmende Winkelverhältnisse und zwar beide ungefähr dieselbe Flächencombination zeigen, der eine dem monosymmetrischen System angehörig scheint, der andere unzweifelhaft in das rhombische Krystallsystem gestellt werden muss.

Die Flächen der Verticalzone des Krystalls Nr. III sind nicht so vollkommen messbar, wie die Endflächen, nur ein Winkel m'' : (a) erlaubte eine sehr genaue Einstellung. Nichtsdestoweniger sind die Messungen doch entschieden so gut, dass sicher nicht angenommen werden darf, die als ($4\overline{7}0$) und ($9\overline{5}0$) angeführten Prismenflächen entsprächen etwa ($4\overline{2}0$) und ($2\overline{4}0$). Die Pyramide w (554) wurde nur an einer Ecke als ganz kleine, scharf glänzende Fläche beobachtet. Ebenso wurde eine Pyramide π an diesem Krystall nur an einer Ecke beobachtet, ferner an einer Seite die Flächen von r (154), beide zu schmal, um genaue Messungen zu gestatten, was endlich auch mit einer Fläche s ($\overline{4}04$) der Fall war. An diesem Krystall treten demnach folgende Formen auf, deren Zeichen also nun in rhombische übergeführt werden müssen:

$$\begin{array}{ll} b(a) = \{040\}\infty\overline{P}\infty & o = \{111\}P \\ a(b) = \{100\}\infty\overline{P}\infty & z = \{334\}3P \\ m = \{110\}\infty P & w = \{554\}5P \\ n = \{420\}\infty\overline{P}2 & y = \{134\}3\overline{P}3 \\ \lambda = \{590\}\infty\overline{P}\frac{2}{3} & \pi = \{34.36.4\}36\overline{P}\frac{1}{4} \\ \nu = \{740\}\infty\overline{P}\frac{1}{4} & q = \{344\}3\overline{P}3 \\ s = \{011\}\overline{P}\infty & r = \{544\}5\overline{P}5. \end{array}$$

Es fehlen also nur die Flächen $d = 2P$ und $\overline{P}\infty$ des Krystalls Nr. 4.

Der kleine Krystall Nr. III zeigte sowohl auf dem Makropinakoid, als auf dem Brachypinakoid, mit den Forderungen des rhombischen Systems übereinstimmend, parallele Auslöschung. Der grössere Krystall Nr. I war zu dick, um eine sichere Entscheidung zu erlauben; wenn eine merkbar schiefe Auslöschung an der dem rhombischen Makropinakoid entsprechenden Symmetrieebene vorhanden ist, übersteigt dieselbe jedenfalls nicht 1° — 2° (für eine staurosokopische Untersuchung konnte der Krystall nicht ohne Gefahr des Zerbrechens angewandt werden).

Die soeben beschriebenen wasserhellen, flächenreichen Radiolithe, welche aus Drusenräumen eines Ganges an den Aröschereen stammen, können als

Typus I

zusammengefasst werden. Dieser Typus umfasst also theils rhombische, theils vielleicht monosymmetrische Natrolithe von nahe übereinstimmendem

Kauf für die Mineraliensammlung der Universität Stockholm eine Anzahl grösserer Krystalle und Stufen, auf welchen der Natrolith mit gut krystallisiertem Apophyllit zusammen vorkommt.

Diese Krystalle sind theils farblos wasserhell, theils matt weiss, nach der Verticalaxe etwas prismatisch, ungefähr $1\frac{1}{2}$ —2 cm lang, 3—5 mm dick und breit, öfters etwas verkürzt nach der Brachydiagonale, durch Vorwiegen des Pinakoids $\infty\bar{P}\infty$. Folgende Formen wurden beobachtet: $o = \{111\}P$, $s = \{011\}\bar{P}\infty$, in der Verticalzone $m = \{110\}\infty P$, $a = \{100\}\infty\bar{P}\infty$, $b = \{010\}\infty\bar{P}\infty$, sowie eine Reihe von Makroprismen, deren Zeichen schwierig zu bestimmen waren, zwischen $\infty\bar{P}6$ und $\infty\bar{P}2$; an einem Exemplar auch die seltene Fläche $\{001\}0P$ ganz klein (siehe Fig. 6, Taf. XXIV).

Diese Krystalle sind nun aber derartig aufgebaut, dass ein innerer farbloser, wasserheller Kern, welcher vorzugsweise in der Längsrichtung wuchs, von einer äusseren Hülle umgeben wurde, an welcher die Flächenausbildung, wahrscheinlich wegen veränderten äusseren Bedingungen während der Bildung, eine abweichende ist, indem hier die sehr steilen Flächen einiger Makrodomen und mehrerer sehr spitzer Makropyramiden am Ende auftreten. Die Zeichen dieser Formen konnten nicht bestimmt werden, sind aber nach ungefähren Messungen wohl identisch mit der schon oben erwähnten Pyramidenreihe $2mP\frac{m}{m-1}$, wo $m = 18$ bis 20; diesen Pyramiden entsprechen dann auch die steilen Makrodomen mit analogen Indices.

Diese äussere Hülle, welche den inneren Kern umgiebt, verjüngt sich also nach oben hin; da aber gleichzeitig der innere Krystall gewachsen ist, ragt er nicht nur aus der äusseren Hülle empor, sondern an dem unteren Theile der Prismenflächen und den Makropinakoidflächen dringt der innere Kern so zu sagen durch die Hülle in der Weise, dass dadurch auf jenen Flächen eine federartige Streifung an den Seiten des Krystalls bewirkt wird. (S. Fig. 6.) An anderen Stufen sind die erwähnten steilen Formen an der äusseren Hülle nicht ausgebildet, sondern nur die Flächen der Makroprismen und des Makropinakoids vollständig von den Flächen des Grundprismas im unteren Theile der Krystalle verdeckt. An zwei ausgezeichneten Exemplaren dieser Krystalle wurden nun gemessen:

	Nr. I.	Nr. II.
$o : o'' = (111):(1\bar{1}1) =$	$37^{\circ}30'$	$37^{\circ}30'$
$o' : o'' = (\bar{1}11):(\bar{1}\bar{1}1) =$	—	$37^{\circ}30'$
$o'' : o''' = (\bar{1}\bar{1}1):(1\bar{1}1) =$	$(36^{\circ}47' - 37^{\circ}3')$	$36^{\circ}50\frac{1}{2}'$
$o' : o = (\bar{1}11):(111) =$	—	$36^{\circ}49'$

Die Verticalflächen waren zu schlecht, um zuverlässige Messungen zu liefern, diejenigen von $\{111\}P$ an den meisten Krystallen fein gestreift und in diesem Falle an einer Anzahl untersuchter Exemplare für genaue Mes-

sungen nicht geeignet; an den beiden gemessenen Krystallen Nr. I und II dagegen waren letztere Flächen theilweise ungestreift und völlig eben, so dass die Messungen mittelst zweier Fernröhre ausgeführt werden konnten; die angegebenen Werthe sind deshalb als sehr genau anzusehen.

Vergleichen wir nun diese Messungen mit den aus dem monosymmetrischen Axenverhältnisse des Krystalls Nr. I des ersten Typus abgeleiteten Winkelwerthen, so sehen wir, dass dieselben genau mit den Forderungen eines monosymmetrischen Einzelkrystalls des betreffenden Axenverhältnisses übereinstimmen, welchem die Werthe $37^{\circ} 29' 50''$ für $o' : o''$ und $o : o'''$, $36^{\circ} 50' 36''$ für $o'' : o'''$ und $o' : o$ entsprechen.

Es lag deshalb die Vermuthung sehr nahe, dass diese Krystalle in der That auch monosymmetrische Einzelkrystalle mit genau demselben Axenverhältnisse wären. Dies wurde nun durch die optische Untersuchung bestätigt; Dünnschliffe parallel dem rhombischen Makropinakoid zeigten nämlich genau bestimmbare Auslöschungswinkel, welche für verschiedene Exemplare zwischen ungefähr 1° und $2^{\circ} 35'$ gefunden wurden; Schliffe parallel dem rhombischen Brachypinakoid zeigten parallele Auslöschung. Diese Krystalle verhalten sich also als einfache monosymmetrische mit sehr nahe rhombischem Axenverhältnisse, während der oben erwähnte monosymmetrische Krystall des ersten Typus ein Zwilling wäre; beide haben genau dasselbe Axenverhältniss.

Ob nun auch die von mir früher beschriebenen Natrolithkrystalle monosymmetrisch waren, muss dahingestellt bleiben; der an diesen gemessene Winkel $36^{\circ} 48' - 49'$ stimmt zwar nahe mit dem Winkel $y + y'$ eines monosymmetrischen Einzelkrystalls, dagegen lässt sich der zweite Winkel $37^{\circ} 39'$ durch eine solche Annahme nicht leicht erklären, wenn nicht an den gemessenen Krystallen vicinale Pyramiden aufgetreten sind, welche der Aufmerksamkeit entgingen*).

Bemerkenswerth ist es nun jedenfalls, dass an jenem zuerst beschriebenen Krystalle des zweiten Typus von Arö die Pyramide $\zeta = \bar{P}\frac{1}{2}1$ ziemlich nahe denselben Polkantenwinkel $X = 35^{\circ} 40'$ besitzt, wie die Grundpyramide $-P$ des monosymmetrischen Skolezit von Island, dessen Winkel $2X$ von O. Luedecke zu $35^{\circ} 20'$ etc. angegeben wird.

Zu diesem zweiten Typus können wir auch die von G. Rose, von G. A. Kenngott und zum Theil die von V. v. Lang (s. Taf. XXIV Fig. 2 nach V. v. Lang) beschriebenen Radiolithe (Brevicite) zurückführen; es sind relativ flächenärmere Krystalle mit vorherrschendem Prisma $\{110\} \infty P$; die von diesen Autoren angegebenen Winkelmessungen sind wahrscheinlich

*) Durch die Annahme der Winkelkante zwischen einer positiven Pyramidenfläche P zu einer negativen $-P$ eines Zwillings lässt sich dieser Winkel natürlich auch nicht erklären, da eine solche den Werth $37^{\circ} 29' 40''$ erfordern würde.

nicht so genau, dass sie Schlüsse über die Zugehörigkeit der betreffenden Krystalle zu dem rhombischen oder dem monosymmetrischen Systeme erlauben.

Demselben Typus gehören auch die grossen, schon von G. Rose erwähnten, oft fingerdicken, mehrere Zoll langen, in der Regel nur von $\{110\}\infty P$ und $\{111\}P$ begrenzten wasserhellen prächtigen Natrolithkrystalle an, welche theils auf grösseren Stufen, theils lose während mehrerer Jahre dann und wann am Ufer der Insel Stokö gefunden worden sind; häufig sind dieselben deshalb als ganz gerundete Gerölle in die Sammlungen gelangt; an diesen bestimmte ich den ausgezeichnet messbaren Spaltwinkel zu $88^{\circ}50'50''$.

Krystalle von diesem Typus finden sich an vielen Stellen auf den Inseln und Scheeren des Langesundfjords, namentlich an den Aröscheeren und auf Arö, Stokö, Låven, an den Gräscheeren, bei Barkevik etc.

Typus III (Taf. XXIV Fig. 7 und 8).

Diesen Typus bilden die nur von V. v. Lang beobachteten, nach der rhombischen Makroaxe ausgezogenen eigenthümlichen Natrolithkrystalle von »Brevik«. Die an diesen auftretenden Formen sind nach V. v. Lang: $u = \{304\}3\bar{P}\infty$, $c = \{004\}0P$, $a = \{100\}\infty\bar{P}\infty$, $b = \{040\}\infty\bar{P}\infty$, $h = \{034\}3\bar{P}\infty$, $z = \{331\}3P$, $n = \{120\}\infty\bar{P}2$; dieselben sind makrodomatisch prismatisch durch Vorherrschen der Flächen von $u \{304\}$.

Zwillinge von rhombischem Radiolith

wurden ebenfalls nur von V. v. Lang beobachtet. Diese waren vertical-prismatisch mit den Formen $m = \{110\}\infty P$ und $b = \{040\}\infty\bar{P}\infty$, sowie am Ende die Pyramide $\{111\}P$. Die Zwillingsene wäre eine Fläche von $u = \{304\}3\bar{P}\infty$. Ich selbst habe derartige Zwillinge nie beobachtet. (S. Taf. XXV Fig. 3, nach v. Lang.)

Die folgende Tabelle giebt eine vollständige Zusammenstellung der bis jetzt am Radiolith beobachteten Formen, mit den in dieser Arbeit angenommenen Signaturen; in der rechten Colonne sind die ersten Beobachter der weniger häufigen Formen angegeben*).

Ausser den an dem Radiolith beobachteten Formen ist nur noch eine einzige, nämlich das von G. Seligmann angeführte Makrodoma $\{604\}6\bar{P}\infty$, welches an Krystallen von Salesel beobachtet wurde, am Natrolith bekannt. Dagegen ist eine Anzahl der am Radiolith von »Brevik« auftretenden Formen

*) Nachdem das Obenstehende schon geschrieben war, hat E. Palla (l. c.) ein Verzeichniss der von ihm am Natrolith von Salesel beobachteten vicinalen Flächen und darin noch folgende oben nicht aufgenommene Formen angegeben: $\mu = \{34.30.0\}\infty\bar{P}\frac{1}{3}$, $\omega = \{12.12.5\}\frac{1}{3}P$, $\sigma = \{34.34.30\}\frac{1}{3}P$, $\tau = \{40.44.43\}\frac{1}{3}\bar{P}\frac{1}{3}$, $\varphi = \{27.25.27\}\bar{P}\frac{1}{3}$ oder, wie Palla schreibt, $\{34.50.54\}$.

nicht von anderen Vorkommnissen bekannt. Die Radiolithvorkommnisse der Inseln des Langesundfjords sind somit bis jetzt die formenreichsten Vorkommnisse von Natrolith, welche überhaupt bekannt sind.

Signatur	Rhombische	Monosymm.	Erster
Rh. Mon.	Kr.	Kr.	Beobachter:
$b(a) = \{010\} \infty \bar{P} \infty$		$\{100\} \infty P \infty$	
$a(b) = \{100\} \infty \bar{P} \infty$		$\{010\} \infty R \infty$	
$c = \{001\} 0P$?	V. v. Lang
$m = \{110\} \infty P$		$\{110\} \infty P$	
$n = \{120\} \infty \bar{P} 2$		$\{210\} \infty P 2$	V. v. Lang
$\lambda = \{590\} \infty \bar{P} \frac{2}{3} (?)$?	W. C. Br.
$\nu = \{740\} \infty \bar{P} \frac{1}{4}$?	W. C. Br.
$l = \{610\} \infty \bar{P} 6$		$\{160\} \infty R 6$	W. C. Br.
$s = \{011\} \bar{P} \infty$		$\{101\} P \infty$	Kenngott*), W. C. Br.
$D =$		$\{011\} R \infty$	W. C. Br.
$h = \{031\} 3\bar{P} \infty$?	V. v. Lang
$u = \{301\} 3\bar{P} \infty$?	V. v. Lang
$o = \{111\} P$		$\left\{ \begin{array}{l} \{111\} P \\ \{111\} -P \end{array} \right.$	
$(\mu) d =$		$\{221\} 2P$	$\left\{ \begin{array}{l} \text{Dufrenoy} \\ \text{G. A. Kenngott*}), \text{ W. C. Br.} \end{array} \right.$
$z = \{331\} 3P$		$\{331\} 3P$	V. v. Lang
$w = \{551\} 5P$?	W. C. Br.**)
$y = \{131\} 3\bar{P} 3$		$\{311\} 3P 3$	G. Rose
$f = \{391\} 9\bar{P} 3$			V. v. Lang
$\pi = \{34.36.1\} 36\bar{P} \frac{1}{4} \frac{1}{4}$		$\{36.34.1\} 36P \frac{1}{4} \frac{1}{4}$	W. C. Br.
$q = \{311\} 3\bar{P} 3$		$\{131\} 3R 3$	G. Seligmann***), W. C. Br.
$r = \{511\} 5\bar{P} 5$		$\{151\} 5R 5$	W. C. Br.**)
$\zeta = \{21.20.21\} \bar{P} \frac{1}{2} \frac{1}{0}$?	W. C. Br.†)
$x = \{11.10.11\} \bar{P} \frac{1}{2} \frac{1}{0}$?	Des Cloizeaux, W. C. Br.

Spaltbarkeit besitzt der Natrolith bekanntlich vollkommen nach $m = \{110\} \infty P$. Ausserdem konnte ich an einem grossen Krystalle von Stokö eine nicht vollkommene Spaltbarkeit nach $b = \{010\} \infty \bar{P} \infty$ beobachten. Diese Trennungsfläche ist wahrscheinlich keine eigentliche Spaltungs-

*) Von Kenngott an Krystallen aus der Auvergne beobachtet.

**) Nachdem meine vorläufige Mittheilung (Geol. För. Förh. 9) schon gedruckt war, hat auch E. Artini diese Formen am Natrolith von Monte Baldo nachgewiesen (s. Rivista di Min. Ital. 2, 45). Es werden hier auch mehrere früher unbekannte Prismen erwähnt.

***) Von G. Seligmann an Krystallen von Salesel in Böhmen als zweifelhaft angegeben.

†) Dufrenoy giebt $\bar{P} \frac{1}{2} \frac{1}{0}$ an.

fläche, sondern eine Gleitfläche, indem eine Spaltung nach dieser Richtung nur sehr schwierig und zwar ganz unvollkommen zu erreichen war, während an einzelnen Stellen im Krystalle sehr vollkommene und schön spiegelnde Trennungsflächen nach diesem Pinakoid vorhanden waren. Für diese Auffassung spricht auch die Lage diagonal zu den beiden vollkommenen Spaltungsflächen nach ∞P .

Die Härte des frischen Radiolith ist etwas über 5, doch kaum, wie gewöhnlich angegeben, 5,5.

Specifisches Gewicht. An einem vollständig wasserhellen Krystallbruchstücke der Taf. XXIV Fig. 6 abgebildeten Krystalle fand ich durch Bestimmung mittelst der Thoulet'schen Lösung: 2,25 (2,2498).

C. G. Gmelin giebt für strahligen Brevicit 2,207 an. Gewöhnlich wird für Natrolith 2,17—2,25 angegeben.

Optische Eigenschaften. Schon Des Cloizeaux*) bestimmte die Lage der optischen Axenebene parallel $b = \{010\} \infty \bar{P} \infty$ und die optischen Constanten am Natrolith aus der Auvergne. Die spitze, positive Bisectrix ist die Verticalaxe, $\rho < v$. An Platten eines grossen Krystalls von Stokö, parallel $\{001\} 0P$ und $\{100\} \infty \bar{P} \infty$ geschliffen, fand ich:

	$2H_a$	$2H_o$	$2V$
Li	62° 31'	119° 35½'	Daraus $\left\{ \begin{array}{l} 61° 56' \\ 62 \text{ } 15 \\ 62 \text{ } 34 \end{array} \right.$
Na	62 44	119 4	
Tl	63 0½	118 37	

Aus demselben Krystalle wurden zwei Prismen zur Bestimmung der Brechungsexponenten geschliffen; mittelst des einen (eine Prismenfläche und das Brachypinakoid angeschliffen; Abweichung der letzteren Fläche von der richtigen Lage in der Verticalzone 0° 5') wurde gefunden:

	α
Li	1,47287
Na	1,47543
Tl	1,47804

mittelst des anderen (mit angeschliffenem Makropinakoid, dessen Abweichung von der richtigen Lage in der Verticalzone 0° 3' betrug):

	β
Li	1,47631
Na	1,47897
Tl	1,48472

Ein drittes Prisma wurde (mit einem Zonenfehler von 0° 5') für die Bestimmung von γ aus einem grossen Krystalle derselben Localität von Herrn D. Cappelen geschliffen. Daraus

*) Der Taf. XXIV Fig. 3 gezeichnete Krystall ist nach Des Cloizeaux dargestellt.

	γ
<i>Na</i>	4,48866
<i>Tl</i>	4,49484

Aus diesen beiden Werthen berechnete ich γ für

<i>Li</i>	4,48534
-----------	---------

Aus den obigen Werthen folgt:

	$2V$
<i>Li</i>	64° 3'
<i>Na</i>	62 9 40"
<i>Tl</i>	62 49

An zwei Platten der Taf. XXIV Fig. 6 abgebildeten Krystalle, welche als wahrscheinlich monosymmetrisch bestimmt wurden, erhielt ich:

	$2H_a$	$2H_o$	$2V_a$
<i>Li</i>	64° 29'	424° 4'	Daraus $\left\{ \begin{array}{l} 60° 54' \\ 64 \quad 0\frac{1}{2} \\ 64 \quad 43\frac{1}{2} \end{array} \right.$
<i>Na</i>	64 37	420 47	
<i>Tl</i>	64 46	420 24	

Die Dispersion der Axen war an diesem Krystalle sehr gering; eine ganz schwache horizontale Dispersion der Elasticitätsaxen glaubte ich an der Platte senkrecht auf die spitze positive Bisectrix, ungefähr $\parallel OP$, zu beobachten, dagegen konnte ich keine ausgesprochene gekreuzte Dispersion in der zweiten Platte finden.

Die optische Orientirung ist also auch bei diesen monosymmetrischen Natrolithen fast genau dieselbe, wie bei den rhombischen.

Um die gegenseitigen Abweichungen der Brechungsexponenten bei den verschiedenen Natrolithvorkommnissen noch weiter zu beleuchten, liess ich ferner den leider zu früh gestorbenen lieben Schüler und Freund Herrn J. Lorenzen*) aus Kopenhagen unter meiner Leitung eine Anzahl Bestimmungen an Krystallen eines wahrscheinlich monosymmetrischen Vorkommens von Klein-Årø ausführen.

4) An einem Prisma mit angeschliffenen Flächen parallel $\infty P \infty$ und $\infty P n$ und einem brechenden Winkel von $24° 43' 44''$ wurde gefunden:

	α	γ
<i>Li</i>	4,47577	4,48807
Roths Glas	4,47600	4,48822
<i>Na</i>	4,47783	4,49047
<i>Tl</i>	4,48030	4,49296

Die angeschliffenen Flächen lagen ausgezeichnet in der Zone der Ver-

*) Gestorben auf einer Expedition nach Grönland April 1884.

ticalaxe; diejenige des Pinakoids bildete mit $\infty\bar{P}\infty$ einen Winkel von $0^{\circ}5'15''$.

2) An einem Prisma mit angeschliffenen Flächen von $\infty\bar{P}\infty$ und ∞Pn wurde gefunden:

$$\begin{array}{ccc} & \beta & \gamma \\ Na & 1,48040 & 1,48930 \end{array}$$

Die Tl und Li -Linien liessen sich nicht genau einstellen, da das Prisma zu klein und jene daher zu wenig lichtstark waren. Die Pinakoidfläche war hier fast parallel mit $\infty\bar{P}\infty$, indem der Winkel gegen $\infty\bar{P}\infty$ nur $0^{\circ}0'22''$ betrug.

Da die Prismen aus verschiedenen Krystallen geschliffen waren, so erklärt dies wahrscheinlich den Umstand, dass die Bestimmungen von γ in beiden Prismen nicht genau übereinstimmen; aus demselben Grunde lässt sich auch der wahre Axenwinkel nicht aus den Brechungsexponenten berechnen.

In Platten desselben Vorkommens mass Lorenzen ferner:

	Li	Na	Tl
$2H_0$	$418^{\circ}8'$	$418^{\circ}2'$	$417^{\circ}53'$
$2H_a$	$62\ 25\frac{1}{2}$	$62\ 44$	$62\ 50\frac{1}{2}$
$2E$	$98\ 7\frac{1}{2}$	$98\ 58$	$99\ 34$
woraus $2V_a$	$62\ 46\ 34''$	$62\ 29\ 28''$	$62\ 39\ 30''$

Endlich bestimmte Lorenzen die Aenderung des scheinbaren Axenwinkels, $2E$, mit der Temperatur und fand dabei:

Temperatur:	Diff.:	Grösse des Axenwinkels:	Diff.:	Aenderung per Grad:
ca. 45°		$98^{\circ}58'$		
$57,4$	$42,4$	$98\ 44$	$-0^{\circ}14'$	$0^{\circ}0'20''$
108	$50,9$	$97\ 6$	$-1\ 38$	$(0\ 4\ 55)$
150	42	$96\ 13$	$-0\ 53$	$0\ 4\ 46$
$185,3$	$35,3$	$94\ 53$	$-1\ 20$	$0\ 2\ 46$
$229,5$	$44,2$	$93\ 24$	$-1\ 32$	$0\ 2\ 5$
$264,8$	$32,3$	$92\ 25$	$-0\ 56$	$0\ 4\ 44$
$303,4$	$41,3$	$91\ 26$	$-0\ 59$	$0\ 4\ 26$
$307,9$	$4,8$	$90\ 55$	$-0\ 34$	$(0\ 6\ 28)$

Für jede der angegebenen Temperaturen wurde der Axenwinkel 40 bis 42mal abgelesen, bei jeder Ablesung gleichzeitig die Temperatur der beiden am Instrumente angebrachten Thermometer notirt und schliesslich aus den 20 bis 24 Temperaturablesungen, welche somit für jede Axenwinkel-messung erhalten wurden, das Mittel genommen. Die Messungen sind bei Na -Licht ausgeführt. Die grosse Aenderung für jeden Grad des Intervalls 57° bis 108° ist entschieden zu hoch ausgefallen; es ist dies auf Rechnung

der relativ sehr raschen Zunahme der Temperatur bei diesem Intervall zu schreiben, welche es recht schwierig machte, constante Temperaturen zu erhalten. Wie die sehr starke und plötzliche Zunahme der Aenderung des Axenwinkels für das Intervall $303^{\circ}4$ — $307^{\circ}9$ zu erklären ist, muss dahingestellt bleiben; jedenfalls ist dieselbe nicht dadurch verursacht, dass die Platte schon eine grössere bleibende Aenderung erlitten hatte, denn nach dem Abkühlen wurden bei einem wiederholten Versuche den früheren entsprechenden Werthe erhalten, nämlich:

Temp.:	Axenwinkel:
144,6	96° 39'
180—220	99 7

Von den erwähnten Unregelmässigkeiten abgesehen, scheint der Axenwinkel bei zunehmender Temperatur also zuerst schneller, dann wieder langsamer abzunehmen.

Die Resultate Lorenzen's stimmen insofern mit den früheren Resultaten Des Cloizeaux's überein, als auch Dieser bei Zunahme der Temperatur eine Abnahme des Axenwinkels fand; die Abnahme war bei seinen Versuchen aber etwas rascher, nämlich für rothe Strahlen von $98^{\circ}33'$ bei $8^{\circ}8$ bis $95^{\circ}0'$ bei $105^{\circ}5$. Wenn dies nicht auf Verschiedenheit der Eigenschaften der verschiedenen Vorkommnisse beruht*), würde also die Dispersion der optischen Axen mit zunehmender Temperatur zunehmen.

Chemische Zusammensetzung. Analysen von gut krystallisiertem Radiolith sind schon mehrmals ausgeführt worden, von Dr. Körte (s. G. Rose, l. c.) I und II, von Sieveking (s. Th. Scheerer, Pogg. Ann. 108) III und von S. R. Paijkull (l. c.) IV und V. Da die älteren Analysen sich aber nicht auf krystallographisch genau untersuchte Vorkommnisse beziehen, habe ich neue Analysen, welche über die Zusammensetzung von sicher rhombischem und sicher monosymmetrischem Natrolith Aufklärung geben konnten, für nöthig gehalten; es wurden deshalb durch freundliches Entgegenkommen des Herrn Prof. Widman unter seiner Leitung die Analysen VII und VIII von Fräulein A. v. Hall und von Herrn E. Wickström an sorgfältig ausgesuchten, frischen Krystallen des oben unter Typus II beschriebenen Vorkommens von monosymmetrischem Natrolith von der Insel Klein-Arö ausgeführt; ferner wurde durch die Freundlichkeit des Herrn Professor J. H. L. Vogt unter seiner Leitung die Analyse VIII von

*) Da Des Cloizeaux für seine Platte bei $8^{\circ}8$ einen Winkel $98^{\circ}33'$, bei $24^{\circ}5$ $98^{\circ}0'$ fand, was für eine Temperatur von 45° ungefähr $98^{\circ}46'$ entspricht, während Lorenzen für Li $98^{\circ}7\frac{1}{2}'$ mass, scheint kein wesentlicher Unterschied zwischen dem von Des Cloizeaux und dem von Lorenzen und mir untersuchten Natrolith stattgefunden zu haben.

Herrn E. Knutsen an rhombischen Krystallen des ausgezeichneten unter Typus I beschriebenen Vorkommens ausgeführt.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.
<i>Si O₂</i>	48,32	48,50	47,16	47,19	47,14	47,29	47,33	47,60	47,92
<i>Al₂ O₃</i>	26,24	26,05	26,13	26,63	27,02	27,00	26,82	27,12	26,80
<i>Fe₂ O₃</i>	Spur	Spur	0,53	0,19	Spur	—	—	—	—
<i>Ca O</i>	Spur	Spur	0,53	0,08	Spur	0,18	0,15	—	—
<i>Na₂ O</i>	15,97	16,49	15,60	15,57	15,26	15,39	15,41	15,68	16,25
<i>K₂ O</i>	—	—	—	—	—	0,90	1,17	—	0,26
<i>H₂ O</i>	9,47	9,29	9,47	9,48	—	9,44	9,43	9,50	9,54
	100,00	100,83	99,42	99,16		100,20	100,31	99,90	100,74

Die Formel des Natrolith $\text{Na}_2 \text{Al}_2 \text{Si}_3 + 2\text{aq}$ fordert

<i>Si O₂</i>	47,37
<i>Al₂ O₃</i>	26,85
<i>Na₂ O</i>	16,33
<i>H₂ O</i>	9,46
	<u>100,01</u>

Von den obenstehenden älteren Analysen wurden die mit I, II und III bezeichneten nach den Angaben der betreffenden Verfasser unzweifelhaft mit frei ausgebildeten Krystallen von Natrolith ausgeführt, ohne dass jedoch die Vorkommnisse sich krystallographisch-optisch näher charakterisiren lassen. Dagegen lassen sich die von Paijkull analysirten Krystalle (Analysen IV und V), welche nach seiner eigenen Angabe dem oben erwähnten Vorkommen von losen, sehr grossen Krystallen von Stokö angehörten, bestimmt als rhombischer Natrolith charakterisiren. Vergleichen wir dieselben mit der ebenso an unzweifelhaft rhombischen Krystallen ausgeführten neuen Analyse VIII (von E. Knutsen), so finden wir eine ziemlich befriedigende Uebereinstimmung sowohl unter sich als mit den der Natrolithformel entsprechenden Zahlen.

Auf von mir optisch untersuchten, sicher rhombischen Natrolith bezieht sich auch die Analyse IX, ausgeführt von G. Lindström an hübschen Natrolithkrystallen des Eudidymitvorkommens von Ober-Arö (Geol. Föreh. 9, 436).

Die unter sich ganz genau übereinstimmenden Analysen VI und VII der sicher monosymmetrischen Natrolithkrystalle von der Insel Klein-Arö weichen nun, wie wir sehen, insofern von den übrigen Radiolithanalysen ab, als sie einen $\text{K}_2 \text{O}$ -Gehalt von ungefähr 1% aufweisen; dass das Kali in den übrigen Analysen nicht übersehen worden ist, kann jedenfalls für die Analyse VIII von E. Knutsen sicher behauptet werden, indem Dieser

ausdrücklich dem Analysenresultate die Bemerkung beigelegt hat, dass keine Spur von Kali vorgefunden wurde.

Wenn wir nun zum Vergleiche die in der Literatur aufgenommenen Natrolithanalysen durchmustern, so finden wir, dass ein K_2O -Gehalt nur in ganz wenigen derselben angeführt ist. Wenn wir von den Analysen des ganz sicher zersetzten »Savite« von Toscana, ferner von K. Preis' und K. Vrba's*) Analyse des ebenfalls zersetzten Natrolithes von Kuchelbad absehen, sind eigentlich nur der Natrolith von Aci Castello, welcher zuerst von Sartorius v. Waltershausen, später von A. v. Lasaulx**), untersucht wurde, ferner die unten erwähnten Radiolithanalysen von Hühnefeld und Scheerer, endlich die drei von Marsh analysirten, in J. D. Dana's Mineralogie***) erwähnten Vorkommnisse von Two Islands, C. Blomidon und Bergen Hill zu berücksichtigen. Von den letzteren, welche resp. 1,50, 1,16 und 1,06% K_2O lieferten, ist ebenso wenig wie von den eben genannten Radiolithen etwas Näheres über ihre krystallographischen Verhältnisse bekannt. Von dem Natrolith von Aci Castello dagegen, welcher nach v. Waltershausen's Analyse aus SiO_2 43,68, Al_2O_3 27,77, CaO 1,73, MgO 0,29, Na_2O 12,23, K_2O 3,64 und H_2O 11,27 besteht, giebt von Lasaulx ausdrücklich an, dass er monosymmetrisch ist und eine Auslöschungsschiefe von $3\frac{1}{2}^\circ$ — $4\frac{1}{2}^\circ$ gegen die Verticalaxe zeigt; v. Lasaulx macht gleichzeitig darauf aufmerksam, dass eine solche Schiefe der Auslöschung manchmal recht deutlich an sogenannten Brevicit, hier nur 2° — 3° gegen die Verticalaxe geneigt, zu beobachten ist.

Dies Verhältniss, dass zwei sich monosymmetrisch verhaltende Vorkommnisse von Natrolith, der von Klein-Arö und von Aci Castello, beide einen kleinen Kaligehalt führen, welcher den sicher rhombischen Natrolithen zu fehlen scheint, ferner der Umstand, dass die Auslöschungsschiefe bei dem Vorkommen von Aci Castello mit $3,64\%$ K_2O $3\frac{1}{2}^\circ$ — $4\frac{1}{2}^\circ$ beträgt, während das norwegische Vorkommen mit nur 1% K_2O Auslöschungsschiefen von nur $1\frac{1}{2}^\circ$ — 3° aufweist, scheint mir vielleicht darauf hinzuweisen, dass es eben der morphotropischen Einwirkung des kleinen K_2O -Gehaltes zuzuschreiben wäre, wenn diese Natrolithe sich nicht mehr rhombisch, sondern monosymmetrisch verhalten. Dem kleinen CaO -Gehalt kann dies Verhältniss nicht zugeschrieben werden; denn erstens hat der Galaktit von Bishoptown, welcher noch rhombisch ist, einen weit höheren CaO -Gehalt, zweitens wäre dann zu erwarten, dass die Symmetrieebene des monosymmetrischen Natrolith dieselbe Lage wie beim Skolezit haben müsste, was aber, wie oben gezeigt, nicht der Fall ist.

*) Böhm. Ges. d. Wiss. Sitzungsber. 1879 und diese Zeitschr. 4, 628.

**) Diese Zeitschr. 5, 335. v. Lasaulx bezeichnete ihn als Mesolith.

***) A system of mineralogy, 5. ed. S. 428.

Dass es monosymmetrische Natrolithe giebt, wurde ausser von A. v. Lasaulx auch von O. Luedecke (l. c. S. 38) erwähnt*). Keiner dieser Forscher hatte aber die Krystallform der von ihm beobachteten monosymmetrischen Natrolithe näher untersucht und namentlich nicht entschieden, welches der beiden Pinakoide des rhombischen Natrolith als monosymmetrische Symmetrieebene auftritt.

Luedecke betrachtete nach seinen Untersuchungen die Natrolithe, Mesolithe und Skolezite also eine isotrimorphe Gruppe, »die isotrimorphe Gruppe des Mesotyps«, eine Auffassung, welche noch weiter von P. Groth (l. c.) ausgeführt wurde. Beide Forscher gingen dabei von der Voraussetzung aus, dass die monosymmetrischen Natrolithe und die monosymmetrischen Skolezite isomorph wären**). Dies ist nun aber, wie wir sahen, für die einzigen bis jetzt genauer untersuchten monosymmetrischen Natrolithe, welche oben beschrieben wurden, in dem strengen Sinne des Begriffs Isomorphie, in welchem Groth und Luedecke dies Wort brauchten, nicht zutreffend, indem die Symmetrieebenen beider, wenn auf die Aehnlichkeit der Winkeldimensionen und der geometrischen Ausbildung Rücksicht genommen wird, nicht parallel, sondern senkrecht zu einander stehen. Insofern die von Luedecke und Groth angenommene Isotrimorphie der Mesotypgruppe auf der von ihnen gemachten Annahme einer Isomorphie des monosymmetrischen Natrolith und des monosymmetrischen Skolezit beruht, findet sie also in den thatsächlichen Verhältnissen keine Stütze. Wenn man ganz unbefangen die thatsächliche Grundlage der Hypothese von der Isotrimorphie der Mesotypgruppe kritisch untersucht, erscheint mir dieselbe sehr zweifelhaft und, unter Berücksichtigung der Unwahrscheinlichkeit derartiger Isopleomorphien auch bei vielen anderen Mineraliengruppen, wo sie ebenfalls von Groth und Anderen angenommen wurden (Feldspathgruppe, Pyroxengruppe, Hornblendgruppe etc.) sogar ganz unwahrscheinlich; da es aber hier zu weit führen würde, die Untersuchungen über die Skolezite und Mesolithe, welche unseren Gängen fremd sind, zu revidiren, muss ich davon absehen, auf diese Frage näher einzugehen.

Nach den oben mitgetheilten Beobachtungen dünkt es mir wahrscheinlich, dass das Verhältniss der rhombischen und monosymmetrischen Natrolithe auf folgende Weise aufzufassen ist: Die reine Natronverbindung $\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} + 2\text{aq}$ ist rhombisch; auch wenn eine nicht zu grosse Quantität der Kalkverbindung $\text{CaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{10} + 2\text{aq}$ beigemischt ist, dominirt die

*) Luedecke führt l. c. an, dass Natrolithkrystalle von Salesel und Aussig auf die Prismenfläche gelegt eine schiefe Auslöschung von 50—60° gegen die Säulenkante aufweisen.

**) Groth sagt l. c. S. 112: »Mit diesem monosymmetrischen Natrolith ist nun vollkommen isomorph der Skolezit in seiner gewöhnlichsten ebenfalls monosymmetrischen Form« etc.

Natriumverbindung noch und es resultirt eine rhombische Form (Galaktit). Dagegen ist es möglich, dass eine Beimischung der Verbindung $K_2 Al_2 Si_3 O_{10} + 2aq$, welche für sich nicht bekannt ist, eine monosymmetrische Form hervorbringt; die morphotropische Wirkung der Kaliumverbindung ist jedenfalls für die bis jetzt bekannten Vorkommnisse ganz gering, wobei jedoch daran erinnert werden muss, dass der Kaligehalt der bis jetzt untersuchten Natrolithe ebenfalls sehr unbedeutend ist.

Mehrere der in der Literatur angeführte Analysen von Natrolith unserer Gänge beziehen sich auf strahlige Massen, in der Regel ohne Krystallbegrenzung, also auf solche Vorkommnisse, welche vorzugsweise den Namen Radiolith verdienen. Unter diesem Namen haben verschiedene Kenner unserer Gänge, wie Scheerer und zum Theil Weibye, ferner Des Cloizeaux und andere Autoren, vorzugsweise oder ausschliesslich die mehr oder weniger grossstrahligen Massen, welche nur selten an den Enden von Krystallflächen begrenzt sind, verstanden. Derartige sphärolitisch oder büschelförmig strahlige Massen bestehen oft aus Strahlen von mehreren Millimeter Dicke bei einer Länge von 5 cm und noch mehr; sie sind gewöhnlich weiss, bisweilen aber auch röthlich, gelblich, und durch organische (?) Substanzen (wie der Flussspath) selbst vioiblau gefärbt*). Diese vorzugsweise als Radiolith bezeichneten Vorkommnisse bestehen aus frei auf Drusen oder Spalten auskrystallisirtem Natrolith von gleichzeitiger Bildung mit dem gut krystallisirten Radiolith, sind also nicht wie der Bergmannit oder Spreustein Pseudomorphosenbildungen; sie sollen deshalb auch hier unter Radiolith erwähnt werden.

Auf derartige strahlige Massen von sogenanntem Radiolith beziehen sich die folgenden Analysen**) IX (von Hühnefeld, l. c.), X (von Scheerer, Pogg. Ann. 65, 279), XI (von C. G. Gmelin, l. c.).

	IX.	X.	XI.
SiO_2	44,88	48,38	48,68
Al_2O_3	23,79	26,42	26,37
Fe_2O_3	0,94	0,24	—
CaO	—	0,44	—
Na_2O	44,07	43,87	46,00
K_2O	1,04	1,54	0,35
H_2O	10,00	9,42	9,55
$CaCO_3$	2,50	—	—
Gebirgsart. und unaufgeschl. Min. }	5,50	—	—
	99,66	100,34	100,95

*) Sehr bemerkenswerth ist es, dass büschelige Massen von gelblichgrauer Farbe, welche als Radiolith von den Mineralienhändlern verkauft worden sind, zum Theil Rosenbuschit gewesen sind; siehe unter Rosenbuschit.

**) Pfaff's unvollständige Analyse gab: SiO_2 48, Al_2O_3 27, Na_2O 40.

Von derartigen strahligen, büscheligen Vorkommnissen sind früher viele Handstücke in die Sammlungen gelangt; heut zu Tage sind deren Fundstellen, wie es scheint, nicht mehr bekannt.

Zersetzung des Natrolith. Blum beschrieb (1863, Pseudomorph. 3. Nachtrag, S. 416) eine Umwandlung von Natrolith (»Brevigit«) in Prehnit von »Brevig«. Er sagt: »Es sind lange, säulenförmige Krystalle, die aus grösseren und kleineren Individuen von Prehnit bestehen, welche zum Theil die Form $\infty P.0P.\infty\check{P}\infty$ deutlich erkennen lassen, grösstentheils aber so gebogene, convexe Flächen besitzen, dass die Gestalt nicht zu bestimmen ist« etc.

Dies Vorkommen ist mir nicht bekannt; ich habe dasselbe in nordischen Sammlungen nicht vorfinden können. Inwiefern hier wirklich eine Pseudomorphose von Prehnit nach Natrolith vorlag, und ob der Prehnit überhaupt auf unseren Gängen auftritt, muss ich deshalb unentschieden lassen.

Vorkommen. Radiolith, das heisst also frei auskrystallisirte, aufgewachsene Krystalle oder strahlige Massen von Natrolith aus Drusen der Gänge des Augitsyenits, kommen fast nur auf denjenigen der Inseln des Langesundfjords vor, hier aber auch an einer grossen Anzahl von Localitäten, welche zum Theil schon oben erwähnt wurden. Die besten Fundstellen sind Klein-Arö, Ober-Arö, Stokö, Sigtesö gewesen. In der Gegend von Laurvik und Fredriksvärn werden auf den Gängen fast nie zeolithführende Drusenräume beobachtet. Doch habe ich am Wege zwischen Kvelle und dem Farrissee, nördlich von Laurvik, Drusenräume mit Natrolith und Analcim gefunden, auch wird von P. C. Weibye von Fredriksvärn Analcim als grosse Seltenheit auf Drusenräumen erwähnt.

Der Natrolith ist überall an den von mir gesehenen norwegischen Vorkommnissen nach dem Analcim und vor dem Apophyllit auskrystallisirt.

2. Eisennatrolith, Bergemann, 1851.

Diese merkwürdige Varietät des Natrolith, welche 1851 von Bergemann beschrieben wurde, scheint in den späteren Jahren nicht wieder angetroffen worden zu sein, obwohl sie früher nicht selten vorkam.

Eine Stufe im Mineralien cabinet der Universität zu Christiania entspricht genau der Beschreibung von Bergemann und zeigt grüne, undurchsichtige, von $\{110\}\infty P$ und $\{111\}P$ begrenzte, nach $\{110\}\infty P$ spaltende prismatische Krystalle, deren Form genau mit derjenigen des Natrolith übereinzustimmen scheint, ebenso wie sie auch nach Bergemann mit gewöhnlichem Natrolith zusammen vorkommen sollten.

Bergemann's Analyse (l. c. S. 494) gab: SiO_2 46,537, Al_2O_3 48,944,

Fe_2O_3 7,486, FeO 2,402, Na_2O (Spur von K_2O) 14,042, MnO 0,550, H_2O 9,367, also eine Natrolithzusammensetzung, in welcher Thonerde theilweise durch Eisenoxyd, Natron durch Eisenoxydul ersetzt wäre, obwohl, wie Kenngott (Uebers. d. min. Forsch. 1850—54, S. 82) bemerkt, die Berechnung der gefundenen Zahlen mit der Natrolithformel nicht ganz genau übereinstimmt. Härte = 5. Spec. Gew. = 2,353.

Diese Auffassung des Eisennatroliths, wonach der Eisengehalt in die Zusammensetzung des Natrolith selbst eingehen sollte, ist bis zur letzten Zeit in den Lehrbüchern aufgenommen. Die nähere Untersuchung eines Handstückes, welches mir gütigst von Herrn Professor Dr. Th. Kjerulf aus der Sammlung der Universität zu Christiania zur Untersuchung überlassen wurde, zeigte aber, dass dieselbe ganz falsch ist, indem der Eisengehalt lediglich von unzähligen feinen Einschlüssen eines Minerals der Chloritgruppe (?) herrührt.

An diesem Handstücke ist auf einer ungefähr 2 cm dicken Zone von derbem Eisennatrolith dasselbe Mineral in zahlreichen, nach allen Seiten frei herausragenden Krystallen aufgewachsen; diese sind meistens recht klein, einige Gruppen bestehen jedoch aus bis zu 3 cm langen, ungefähr 3 mm dicken Krystallen. Nach dem Ende hin verjüngen sich dieselben rasch, so dass sie spiessige, in zahlreichen Zacken auslaufende Prismen bilden, ohne ordentliche Endflächen (an einem zweiten Handstücke dagegen habe ich Krystalle mit gut ausgebildeten Flächen der Pyramide *P* gesehen). Es ist recht bemerkenswerth, dass an demselben Handstücke, wahrscheinlich als jüngere Bildung, auch gewöhnlicher Natrolith von weisser Farbe ohne Einschlüsse, ebenso mit derselben eigenthümlichen Ausbildung in spiessigen Prismen, auftritt; einige dieser Krystalle haben aussen einen ganz dünnen Ueberzug von derselben grünen Farbe, wie diejenigen des Eisennatrolith.

Ein Dünnschliff eines der grössten Krystalle senkrecht zur Längsrichtung zeigte in der farblosen Substanz des gewöhnlichen Natrolith eine dichte Anhäufung eines äusserst feinen bläulichgrünen Staubes, stellenweise so dicht, dass die Platte ganz undurchsichtig wurde. Diese staubartigen Einschlüsse sind namentlich in einer äusseren Zone (s. Taf. XXV Fig. 4 und 4a) des Querschnittes massenhaft angehäuft, nach der Mitte dagegen etwas spärlicher und hier deshalb bei starker Vergrösserung leicht zu entziffern. Sie bestehen, wie es scheint, durchgehends aus einem und demselben Mineral, was sich namentlich dadurch als wahrscheinlich herausstellt, weil dasselbe sich durch eine sehr vollkommene Spaltbarkeit auszeichnet. Das Mineral gehört seinem Habitus nach offenbar am nächsten der Chloritgruppe an, besitzt also eine sehr vollkommene Spaltbarkeit, starke Absorption des Lichtes und starken Pleochroismus; der Strahl, welcher parallel der Trace der Spaltbarkeit schwingt, ist bei grösseren Individuen tief schwarzgrün, der senkrecht zur Spaltbarkeit schwin-

gende hell grünlichgelb gefärbt. Die Einschlüsse haben keine bestimmte Anordnung in Bezug auf die krystallographischen Richtungen des Wirthes, sondern bilden sowohl in Querschnitten desselben als in Längsschnitten unregelmässig begrenzte lappige Körner, welche gewöhnlich senkrecht auf ihre Spaltbarkeit zu länglichen, öfters gekrümmten Stäben ausgezogen sind. Die grösseren Stäbe sind häufig auf die Weise zusammengebogen, dass sie Halbkreise, seltener vollständig geschlossene Kreise bilden, deren Centralpartie also fehlt, während die peripherische Partie nach der Spaltbarkeit des Minerals radial gestreift ist (siehe Fig. 4a); sie könnten daher leicht mit kugeligen, sphärolithischen Bildungen verwechselt werden, was sie aber nicht sind; andere Stäbe sind wurmförmig gekrümmt. Auch von einer Spaltbarkeit senkrecht zu der vollkommenen sind Spuren vorhanden. Recht bemerkenswerth ist es, dass die gekrümmten Stäbe bisweilen am Ende deutlich zertrümmert und die einzelnen Lamellen auseinander gefallen sind (siehe Fig. 4a).

Ueber die Zusammensetzung dieses Minerals ist es nicht leicht ins Reine zu kommen. Vergleichen wir die Zusammensetzung des reinen Natrolith mit derjenigen des Eisennatrolith nach Bergemann:

	Natrolith:	Eisennatrolith.
SiO_2	47,37	46,547
Al_2O_3	26,83	48,944
Fe_2O_3	—	7,486
FeO	—	2,402
MnO	—	0,550
Na_2O	16,33	14,042
H_2O	9,46	9,367

Hieraus erhellt sofort, dass, wenn die Analyse richtig ist, das betreffende Mineral ungefähr ebenso reich an SiO_2 , H_2O und nur wenig ärmer an Na_2O , als der reine Natrolith selbst sein muss; es geht demnach nicht an, dasselbe als ein Mineral der Glimmergruppe zu berechnen, wozu ich zuerst geneigt war. Es lag nämlich, wenn der ausserordentliche Reichthum des Augitsyenits an Natron und die ungewöhnliche Armuth des Gesteins an Kali und Magnesia in Betracht gezogen wird, sehr nahe anzunehmen, dass etwa ein Natron-Lepidomelan von der Zusammensetzung $Si_6Fe_8Na_2H_4O_{24} + Si_6Fe_{12}O_{24}$ vorliegen könnte*). Berechnet man aber aus einer solchen Formel die dem Eisengehalte entsprechende Menge von SiO_2 , Na_2O etc. und subtrahirt sie von den betreffenden Procentzahlen der Analyse des Eisennatrolith, so restirt, auf die Natrolithformel berechnet, eine bei weitem zu grosse Menge (39,70 %) SiO_2 etc., für den Thonerdegehalt 48,944.

*) Ein von Th. Scheerer analysirter Glimmer von »Brevik« zeigt in der That ganz überwiegend Natron und die Oxyde des Eisens in seiner Zusammensetzung. (Pogg. Ann. 122)

Nimmt man an, dass der Thonerdegehalt ausschliesslich dem Natrolith zugehöre, — was aber sehr willkürlich und ganz gewiss unwahrscheinlich wäre, — so entspricht demselben: 33,49 SiO_2 , 44,44 Na_2O , 6,60 H_2O als dem Natrolith angehörig. Der Rest: 43,35 SiO_2 , 2,56 Na_2O , 2,77 H_2O , 7,49 Fe_2O_3 , 2,40 FeO , 0,55 MnO entspricht in Procenten: 45,85 SiO_2 , 8,79 Na_2O , 9,51 H_2O , 25,72 Fe_2O_3 , 8,24 FeO , 1,88 MnO ; es lässt sich daraus keine einfache Formel ableiten. Ein Mineral von dieser Zusammensetzung ist auch nicht bekannt; am nächsten kommen derselben die Mineralien, welche unter dem Namen Stilpnomelan zusammengefasst werden, nur dass statt Magnesia Natron in die Zusammensetzung eingeht. Da das Mineral sich nicht rein isoliren lässt — es ist mit dem Natrolith selbst vollständig löslich und für eine mechanische Trennung zu feinkörnig, weil mikroskopisch fein eingemischt — kann man wohl kaum etwas Bestimmteres annehmen, als dass dasselbe ein Stilpnomelan-ähnliches Mineral sei.

So viel ist jedenfalls sicher, dass der Eisengehalt dem Natrolith selbst nicht zukommt, sondern ausschliesslich von dem in reichlicher Menge — durchschnittlich wenigstens $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{3}$ der Krystalle — eingeschlossenen Mineral berührt.

Vorkommen. Bergemann giebt nur Brevik als Fundort an; dieser Name ist aber nur ein Sammelname, welcher keine weitere Bedeutung hat, als die, dass hier während einer Reihe von Jahren ein thätiger Mineralienhändler wohnte; aus einem alten Notizbuche ersehe ich, dass mir Herr Pfarrer Esmark, welcher selbst die Mineralienfundorte dieser Gegenden genau kannte, als Localität die Insel Lövö bei Brevik angegeben hat. Auf der Etiquette einer Stufe des schwedischen Reichsmuseums steht dagegen »Sigtesö«.

3. Bergmannit, Schumacher, 1804.

Der Name Bergmannit wurde zuerst und zwar schon 1804 von dem dänischen Mineralogen Schumacher (vorgeschlagen *). Später (1811) führte Werner den ganz bezeichnenden Namen »Spreustein« ein. Werner sah denselben als eine zwischen Strahlstein und Tremolith stehende Species an; Hausmann **) und von Leonhardt führten denselben später als faserigen Wernerit (Skapolith) auf; Glocker rechnete ihn in seinem Grundrisse der Mineralogie ebenfalls zum Skapolith.

Es war wohl N. B. Müller, welcher (Mag. f. Nat., 1828, 8, S. 269)

*) Wenn v. Kobell (Gesch. d. Min. S. 480) den Namen Bergmannit als von Häuy oder v. Eckenbrecher (l. c. S. 20) als von Phillips eingeführt erwähnen, so ist dies also nicht richtig. Dana hat richtig Schumacher citirt.

**) Hausmann erwähnt (Reise durch Skandinavien 2, 408) ausser »faserigem Wernerit« auch ein Mineral, welches er nach v. Karsten »Lythrones« nennt; wahrscheinlich ist auch dies nur Bergmannit gewesen.

zuerst darauf aufmerksam machte, dass der Spreustein (norw. »Avnesten«) wahrscheinlich dasselbe Mineral, wie der Radiolith, wäre und hinzusetzte: »Wenigstens gehen dieselben so in einander über, dass man sie in Stufen oft nicht zu unterscheiden vermag.« Diese Auffassung wurde durch Scheerer's Analysen (Pogg. Ann. 1845, 65, 278) bestätigt.

Schon 1852 stellte R. Blum (l. c.) die Hypothese auf, dass der Spreustein eine Pseudomorphose nach Eläolith wäre; er fand nämlich an einer von Dr. Krantz erhaltenen Stufe »eine kleine hexagonale Säule, welche oberflächlich sich als Spreustein, an dem einen abgebrochenen Ende aber als Eläolith zeigte«.

Gegen diese Auffassung Blum's, welcher sich auch Dr. Krantz angeschlossen hatte, trat nun schon 1853 Th. Scheerer (l. c.) eifrig auf, indem er im Anschluss an Hausmann eine plutonische Bildung des Spreustein führenden Syenits, welchen er als »Natrolith-Syenit« bezeichnete, annahm und, weil die »Spreusteinkrystalle« in ihrer ganzen Masse eine »verworren krystallinische (marmorähnliche) Structur« zeigen, diese als »Paramorphosen« nach einem jetzt nicht mehr existirenden Mineral »Paläo-Natrolith« auffasste; er lieferte in mehreren Abhandlungen (1854) Winkelmessungen und Figuren der Krystallformen dieses Minerals nach Beobachtungen an den »Spreusteinkrystallen« und meinte dabei eine ganz eigenthümliche Form ableiten zu können*).

Blum erwiderte dann bald (1858, l. c.) auf den Angriff Scheerer's und suchte dessen Hypothese zu widerlegen, indem er den Nachweis lieferte, dass die Spreusteinstructur ganz analog auch in unzweifelhaft auf wässerigem Wege gebildeten Natrolithen auftritt; er suchte dann weiter die Formen der Spreusteinkrystalle auf die schon bekannter Mineralien, nach welchen dieselben gewöhnliche Pseudomorphosen wären, zurückzuführen. Als solche meinte er nun theils Eläolith, theils Oligoklas anführen zu müssen und stützte diese letztere Behauptung auf die von Analysen (von Carius) begleitete Untersuchung eines Spreusteinkrystalles, dessen Kern nach der Analyse aus Oligoklas bestand; dagegen schien ihm die kurz vorher von Dauber (1854, l. c.) aufgestellte Annahme, dass die Spreusteinkrystalle Pseudomorphosen nach Orthoklas wären, deshalb unrichtig, weil er Spreusteinkrystalle im unzersetzten Orthoklas selbst beobachtet hatte. Dauber meinte dagegen (l. c. 1859), dass die Analyse des für Oligoklas gehaltenen Kerns vielleicht doch auf einen natronreichen Orthoklas gedeutet werden könne, und suchte durch neue Messungen an einem guten Spreusteinkrystalle

*) Scheerer hatte übrigens schon 1843 das altbekannte Vorkommen bei Lövö beschrieben, und dabei die zuerst von ihm entdeckten »Spreusteinkrystalle«, als sechsseitige Säulen, am Ende zugespitzt mit einer sechsseitigen Pyramide, erwähnt; er hielt sie damals für Afterkrystalle nach Quarz (?)

der Krantz'schen Sammlung die Uebereinstimmung mit den Formen des Orthoklases zu behaupten.

Auch Scheerer wandte sich in demselben Jahre (1859, l. c.) in einer ausführlichen Abhandlung gegen die neue Ansicht Blum's und suchte seine eigene Hypothese aufrecht zu erhalten, namentlich wies er durch neue krystallographische Beobachtungen nach, dass die Spreusteinkrystalle grosse Abweichungen von der Oligoklasform darbieten; in einem Anhang: »Ursache der Farbe des Spreusteins« machte er die interessante Mittheilung, dass der Spreustein einen nicht unbedeutenden Diasporgehalt führt (siehe oben S. 50 unter Diaspor).

Blum hielt aber fortdauernd an seinen Ansichten über die Bildung der Spreusteinkrystalle, als gewöhnlicher, auf nassem Wege gebildeter Pseudomorphosen, theils nach Oligoklas, theils nach Eläolith, fest und behauptete noch 1863, im 3. Nachtrage seines Pseudomorphosenwerkes, diese Auffassung, ohne eigentliche neue Beobachtungen hinzuzufügen. In demselben Jahre (1863) wurde aber von Saeman und Pisani eine ganz neue Hypothese über die Spreusteinbildung aufgestellt, indem Jene die Spreusteinkrystalle für Pseudomorphosen nach Cancrinit erklärten; sowohl die deutlichen Uebergänge beider Mineralien in einander, als die schon von Blum beobachtete hexagonale Form der Spreusteinkrystalle schienen ihnen diese Erklärung zu beweisen.

Auch gegen diese Auffassung der Spreusteinkrystalle trat Scheerer (1863) auf und hielt auch hierbei an seiner alten Hypothese von dem plutonischen Paläo-Natrolith fest.

1871 beschrieb Herter in einer kurzen Notiz das Spreustein-vorkommen von Lövö*), östlich von Brevik, und kehrte dabei zu der alten Hypothese Dauber's zurück, dass die Spreusteinkrystalle Pseudomorphosen nach Orthoklas wären.

Erst zehn Jahre später, 1881, wurde die Frage der Spreusteinbildung wieder aufgenommen von C. von Eckenbrecher, welcher zum ersten Male durch mikroskopische Untersuchung die Lösung des Räthsels zu finden versuchte. Nach seiner Untersuchung wäre der Spreustein theils und zwar in erster Linie eine pseudomorphe Bildung nach Eläolith, theils auch nach Orthoklas (und Albit). Die Entstehung des Spreusteins aus Cancrinit musste v. Eckenbrecher aus Mangel an Untersuchungsmaterial unentschieden lassen.

Fassen wir die oben in grösster Kürze mitgetheilten Ansichten der verschiedenen Autoren zusammen, so ergibt sich, dass der Spreustein

1) nach der Auffassung Scheerer's eine Paramorphose nach einem jetzt nicht mehr existirenden Mineral, Paläo-Natrolith sei;

*) In seinem Aufsätze steht unrichtig »Loo Oe«.

2) nach Blum wäre er theils als eine Pseudomorphose nach Eläolith oder zum Theil auch nach Oligoklas anzusehen;

3) nach Dauber und Herter wäre er pseudomorph nach Orthoklas;

4) nach Saeman und Pisani wäre er als ein umgewandelter Cancrinit zu betrachten;

5) endlich nach v. Eckenbrecher wäre er pseudomorph nach Eläolith sowohl, als zum Theil auch nach Orthoklas (und Albit).

Wenn wir die zahlreichen Abhandlungen über die Spreusteinfrage durchlesen, erscheint es fast unverständlich, dass sämtliche Forscher, welche sich mit diesem Probleme beschäftigten, schliesslich alle so weit von der richtigen Lösung entfernt blieben, obwohl mehrere derselben doch gewiss hinreichendes Material zur Entscheidung der Frage untersucht haben. In dem heftigen Streite, in welchem Scheerer unaufhörlich im Laufe von zehn Jahren alle von seiner eigenen Meinung abweichenden Ansichten angriff, war es augenscheinlich eine ganz andere Frage, als diejenige über den Ursprung des Spreusteins selbst, welche die eigentliche Triebfeder seiner Polemik bildete, nämlich die Vertheidigung seiner, später als vollständig richtig anerkannten, wichtigen Theorie über den Wassergehalt gewisser Eruptivmagmen, seine Theorie über die hydatopyrogene Bildung der Granite und damit analoger Gesteine; die feste Ueberzeugung, dass diese Theorie richtig sein musste, machte den scharfen Beobachter und den genialen Denker blind in der speciellen Frage über die Spreusteinbildung, um so mehr, weil seine Auffassung gleichzeitig auch ein Beispiel einer seiner anderen Lieblingstheorien, nämlich der paramorphen Umwandlungsprocesse, liefern konnte. So mannigfache werthvolle Bemerkungen seine Abhandlungen über die Spreusteinfrage auch in anderen Beziehungen enthalten, so war aus diesem Grunde doch Scheerer betreffs dieses speciellen Problems weiter von der Wahrheit entfernt, als die anderen Forscher, welche sich mit demselben beschäftigt haben; es ist deshalb in der That eine wahre Ironie des Schicksals, wenn dieser hervorragende Forscher, mit dem man in seinem Streite so viel Sympathie hegen muss, seine letzte Abhandlung in der Spreusteinfrage mit folgenden Worten abschliesst: »Wem vorzugsweise der Fortschritt unseres Erkennens am Herzen liegt, wird sich so viel wie möglich vor einseitigen Beobachtungen und Schlüssen hüten. Sind sie einmal gemacht, so verhindert nicht selten der Widerspruchsgeist, ihre nachgewiesene Irrthümlichkeit anzuerkennen, und man verschanzt sich hinter allerlei Kleinigkeiten und Sophismen. Dadurch wird in der Wissenschaft viel Pulver unnütz verschossen! Glücklicherweise aber ist das nicht ganz so betäubend, wie es aussieht, denn es wird dabei gelegentlich manche interessante Thatsache erlegt, die uns sonst noch lange entgangen wäre.«

Das nähere Studium der Spreusteine zeigte, wie schon oben (siehe unter Eläolith) hervorgehoben wurde, dass erstens mehrere verschie-

dene Arten von Spreusteinen, welche makroskopisch ganz ähnlich aussehen, unterschieden werden müssen, nämlich die echten Natrolithspreusteine und die Hydronephelithspreusteine, und dass zweitens die echten Natrolithspreusteine nicht oder jedenfalls nur in geringerer Ausdehnung aus Eläolith, sondern hauptsächlich durch die Zersetzung des Sodalith entstanden sind.

Es soll nun hier zuerst dafür der Beweis gegeben werden, dass der gewöhnliche Spreustein wirklich ebenfalls aus Sodalith gebildet ist. Diesen Beweis liefern zuerst eine Anzahl ganz vollkommener Rhombendodekaëder, deren Winkel mit dem Anlegegoniometer gut gemessen werden konnten, und welche aus rothem, röthlichem bis weissem Spreustein, bestehen. Mehrere derselben haben so ebene Flächen, dass sie sich mit dem Fühlhebelgoniometer gut messen liessen, wobei Winkelwerthe von 60° oder sehr nahe 60° erhalten wurden; ich halte es für überflüssig, die Messungen selbst aufzuzählen. Die grossen altbekannten Krystalle von Lövö, welche wahrscheinlich sowohl Scheerer als Dauber als Untersuchungsmaterial dienten, sind zwar im Allgemeinen ganz rauh und unvollkommen, doch finden sich auch unter diesen einzelne, welche mit dem Anlegegoniometer gemessen befriedigende Resultate geben. Sämmtlich zeigen sie, wenn sie überhaupt als deutliche Krystalle ausgebildet sind, die Flächen des Rhombendodekaëders und sind nach einer trigonalen Zwischenaxe verlängert. Wenn wir die Zeichnungen Scheerer's (Pogg. Ann. 108, 424, Fig. 2) oder Dauber's (Pogg. Ann. 106, 502, Fig.) ansehen, ergiebt sich sofort, dass die von ihnen untersuchten Krystalle die gewöhnliche Form eines nach einer trigonalen Axe ausgezogenen Rhombendodekaëders besessen haben; auch ihre Messungen stimmen, wenn die oft ganz rauhe Beschaffenheit in Betracht gezogen wird, mit dieser Annahme.

Es ist wohl eben die so gewöhnlich verlängerte Form der Spreustein-krystalle, welche daran schuld ist, dass alle früheren Untersucher gar nicht daran gedacht haben, dass die Form dem regulären System angehöre und ganz einfach als ein Rhombendodekaëder aufzufassen sei; wenn man sich jedoch erinnert hätte, wie häufig auch die aufgewachsenen vesuvischen Sodalithe in ganz analoger Weise ausgebildet sind, würde man wohl vielleicht eher der falschen Deutung der Spreustein-krystalle entgangen sein; dass die scheinbare Prismenzone Winkel von 60° zeigt, wie schon Blum, sowie Saeman und Pisani erwähnten, würde nicht den Vergleich mit Eläolith oder Cancrinit veranlassen haben, wenn diese Forscher auch Krystalle mit Endflächen der Prismen besessen hätten.

Die soeben mitgetheilten Beobachtungen, nach welchen die Form der Spreustein-krystalle mit vollständiger Sicherheit auf das reguläre Rhombendodekaëder zu beziehen ist, beweisen damit nicht ohne weiteres, dass der Spreustein aus Sodalith gebildet sei. Einen absolut evidenten Beweis dafür,

dass nicht etwa ein anderes reguläres Mineral, als der Sodalith, das Muttermineral des Spreusteins gewesen sein könne, lässt sich nicht leicht führen; denn, wie schon oben (siehe Sodalith) erwähnt wurde, ist der ältere Sodalith unserer Gänge fast durch und durch in Spreustein umgewandelt, und Stufen, welche Uebergänge zwischen dem ursprünglichen Sodalith und dem Spreustein zeigen könnten, sind deshalb schwierig zu beschaffen.

An denjenigen Spreusteinvorkommnissen, wo dieser in gut begrenzten Afterkrystallen auftritt, ist, so viel mir bekannt, keine Spur des Sodalith erhalten; dagegen habe ich von einem der seltenen Vorkommen von derhem, älterem Sodalith (blauem Sodalith von Klokkeholmen (?) bei Brevik) Stufen erhalten, welche den Uebergang zwischen dem früheren Sodalith und dem Spreustein zeigen. Derartige Uebergänge, sowie mehrere andere Umstände sprechen deshalb auch, nachdem einmal die reguläre, rhombendodekaëdrische Form der Spreusteinkrystalle richtig erkannt ist, mit so grosser Wahrscheinlichkeit für die Abstammung des Spreustein von Sodalith, dass eine andere Annahme kaum möglich wäre. Erstens lässt sich kein anderes rhombendodekaëdrisches Mineral bezeichnen, welches mit einiger Wahrscheinlichkeit als Muttermineral der Spreusteinpseudomorphosen angenommen werden könnte, als ein Mineral der Sodalithgruppe, da wir gewiss dazu berechtigt sind, die chemische Verwandtschaft des Umwandlungsproductes und des ursprünglichen Minerals in erster Linie zu berücksichtigen. Und unter den Mineralien der Sodalithgruppe ist wieder von unseren Gängen nur der Sodalith selbst bekannt, weshalb die übrigen Glieder hier, wie in plutonischen Gesteinen überhaupt, wohl keine Rolle gespielt haben können.

Ferner besitzen wir von einem anderen genau entsprechenden Vorkommnisse, von Kangerdluarsuk in Grönland, genau dieselbe Umwandlung von Sodalith in Spreustein. Schon 1882, als ich zuerst die Spreusteinpseudomorphosen unserer Gänge auf umgewandelten Sodalith beziehen konnte, ward ich darauf aufmerksam, dass bereits Rammelsberg (Min.-Chem. 2, 453) eine Analyse von »gelbgrauen, undurchsichtigen Granatoiden« mitgeteilt hatte, welche mit den Spreusteinanalysen zusammengestellt werden konnte und welche Rammelsberg selbst auf einen zersetzten Sodalith bezog. In seinen Mittheilungen aus Grönland*) von 1884 hatte Lorenzen ferner die chemische Untersuchung zweier verschiedener derartiger umgewandelter Sodalithe mitgeteilt; die Analysen waren aus unbekannter Ursache nicht befriedigend, weshalb Lorenzen selbst dieselben wiederholte (1883) und dabei für beide eine Natrolithzusammensetzung erhielt, sowie auch auf Rammelsberg's Analyse aufmerksam machte. Als Lorenzen im Herbst 1883 das mineralogische Institut der Hochschule zu Stockholm besuchte, zeigte ich ihm die vollständige Analogie

*) Meddelelser om Grönland, 1884, 2, 60.

des grönländischen Vorkommens mit den Spreusteinvorkommnissen unserer norwegischen Gänge und fand seine vollständige Zustimmung. Später habe ich selbst durch die Freundlichkeit des Herrn Professor Fr. Johnstrup in Kopenhagen ausgezeichnetes Vergleichsmaterial des grönländischen Vorkommens erhalten, welches die Uebereinstimmung beider Vorkommnisse bestätigt hat.

Aus Lorenzen's Beschreibung ersieht man, dass auch in Grönland sowohl gut begrenzte Krystalle als strahlige Massen vorkommen; die Farbe ist wie an den norwegischen Vorkommnissen bald roth, bald weiss; die mikroskopische Untersuchung beweist, dass die grönländischen Spreusteine, ebenso wenig wie die norwegischen, ausschliesslich aus Natrolith bestehen.

Wenn es nun demnach auch bewiesen ist, dass der echte *) Spreustein zum Theil aus Sodalith hervorgegangen ist, fragt es sich aber ferner, in wie grosser Ausdehnung die Spreusteinvorkommnisse auf Sodalith als ursprüngliches Mineral zu beziehen sind. Um darüber eine sichere Vorstellung zu erhalten, habe ich selbst alle bedeutenderen Spreusteinfundorte besucht; an allen bedeutenderen Vorkommnissen der rothen Spreusteine: Lövö, Stokö, Låven, mehreren Stellen auf den Arö-Inseln, bei Barkevik etc. habe ich Krystalle, welche unzweideutig die Rhombendodekaëderform zeigen, erhalten, und diese Afterkrystalle zeigten dieselbe Beschaffenheit, wie die Hauptmasse des Spreusteins an den betreffenden Vorkommnissen. Es ist demnach ganz unzweifelhaft, dass die Vorkommnisse der rothen, echten Natrolithspreusteine jedenfalls bei weitem zum grössten Theile auf zersetzten Sodalith zu beziehen sind. Auch habe ich von mehreren Fundorten des weissen Spreusteins (von den Arö-Inseln) ausgezeichnete bis zollgrosse Rhombendodekaëder erhalten, welche beweisen, dass auch der weisse Spreustein zum Theil aus Sodalith gebildet ist; da aber andererseits meine Beobachtungen zeigten, dass auch der Cancrinit zum Theil in weissen Spreustein umgewandelt ist, was schon Saeman und Pisani annahmen, so muss ich es unentschieden lassen, in wie weiter Ausdehnung der weisse Spreustein aus Sodalith oder aus Cancrinit stammt, obwohl nach meinen bisherigen Erfahrungen die aus Cancrinit gebildeten Spreusteine relativ selten zu sein scheinen. Da ausserdem die weissen Spreusteine im Vergleich mit den rothen oder rüthlichen eine ganz untergeordnete Rolle spielen, können wir ohne Uebertreibung behaupten, dass die Hauptmasse des Spreusteins auf zersetzten Sodalith zurückzuführen ist, und dass die jetzige Verbreitung des Spreusteins also im Grossen die frühere Verbreitung des (älteren) Sodalith auf unseren Gängen angiebt (siehe S. 179 Sodalith).

Die Zusammensetzung der echten Natrolith-Spreusteine ist durch

*) Die Hydronephelitspreusteine werden unten besprochen werden.

mehrere Analysen früherer Autoren ermittelt; in folgender Tabelle sind diese Analysen zusammengestellt.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.	Natr.
Si O_2	47,97	46,08	44,50	47,73	47,84	48,34	46,84	48,12	48,68	46,07	47,37
$\text{Al}_2 \text{O}_3$	26,66	26,36	30,05	26,04	26,92	25,27	27,34	26,96	26,37	28,23	26,85
$\text{Fe}_2 \text{O}_3$	0,73	1,64	0,98	0,53	0,62	0,75	Spur	0,22	—	—	—
Ca O	0,68	0,99	0,83	2,22	1,19	Spur	Spur	0,69	—	1,80	—
Mg O	—	0,08	—	—	Spur	0,27	—	—	—	0,40	—
$\text{Na}_2 \text{O}$	14,07	11,75	13,52	13,37	14,41	(16,48)	15,69	14,23	16,00	14,50	16,33
$\text{K}_2 \text{O}$	—		—	0,40	—	—	—	—	0,35*)	—	—
$\text{H}_2 \text{O}$	9,77	13,10	9,93	10,24	10,48	8,89	10,20	10,48	9,55	10,30	9,46
	99,88	100,00	98,81	100,55	100,96	100,00	100,04	100,70	100,95	101,30	100,01

Die fünf ersten und die 7. Analyse (I. von Scheerer 1845, II. von Carius in Blum's Abhandlg. 1858, III. von Scheerer 1859, IV.**) von Michaelson, 1863, V. von R. Paijkull 1875, VII. von C. v. Eckenbrecher) beziehen sich alle ganz unzweifelhaft auf den gewöhnlichen fleisch- bis ziegel- oder gelbrothen, aus Sodalith gebildeten Spreustein; wahrscheinlich ist dies auch mit der Analyse Nr. VI (von Paijkull, 1875), welche angeblich mit hellrothem, feinstrahligem Natrolith von Låven ausgeführt wurde, der Fall. Die Analysen VIII (von Scheerer 1845), IX (von C. G. Gmelin 1850, »an grünlich-grauem Natron-Mesotyp von Laurvik«) und X (von Saeman und Pisani 1863) sind mit weissen oder weisslichen Spreusteinen ausgeführt. Die Analyse X bezieht sich nach den ausdrücklichen Angaben von Saeman und Pisani auf einen aus Cancrinit gebildeten weissen Spreustein; das ursprüngliche Mineral der beiden anderen Analysen lässt sich nicht angeben.

Vergleichen wir nun die Analysen der rothen, sicher oder wahrscheinlich aus Sodalith gebildeten Spreusteine, so sehen wir, dass sie nur annäherungsweise auf eine Natrolithzusammensetzung führen. Schon oben (siehe Eläolith, S. 232, Diaspor, S. 50) wurde erwähnt, dass die Spreusteine einen, übrigens sehr schwankenden, oft jedoch auf mehrere Procent steigenden Diasporgehalt besitzen; dies Verhältniss muss offenbar den Sesquioxidgehalt steigern, den Kieselsäuregehalt herabdrücken. Die Analyse eines derartigen, an Diaspor reichen Spreusteins ist Nr. III; schon oben (S. 233) wurde jedoch bemerkt, dass auch die echten, aus Sodalith gebildeten Spreusteine einen grösseren oder geringeren Gehalt an Hydronephelith führen, welcher ebenfalls den Thonerdegehalt erhöhen, den Kieselsäure-

*) In der Originalabhandlung von Gmelin steht: 20,352.

**) Michaelson bezeichnet das von ihm untersuchte Mineral als Radiolith, die Beschreibung zeigt aber, dass ein gewöhnlicher, fleischrother Spreustein analysirt wurde.

gehalt verringern muss; es lässt sich demnach nicht ohne weiteres aus einem niedrigen Kieselsäuregehalte etc. auf einen hohen Diasporgehalt schliessen. Ziemlich bestimmt deutet auch die Analyse Nr. II unmittelbar auf einen nicht ganz unbedeutenden Hydronephelithgehalt, was übereinstimmend aus dem niedrigeren SiO_2 -Gehalt, dem höheren Sesquioxidgehalt, namentlich aber aus dem höheren Wassergehalt hervorgeht.

Andererseits zeigt z. B. die Analyse VI einen etwas höheren SiO_2 -Gehalt, etwas weniger Sesquioxyde und einen niedrigeren Wassergehalt, als der normale Natrolith; es deutet dies also auf das Vorhandensein eines saureren, wasserärmeren Silicats, und zwar weist die mikroskopische Untersuchung mehrerer Spreusteine auf einen kleinen Analcimgehalt hin. Die Analysen I, IV und V scheinen vorherrschend auf einen etwas kalkhaltigen Natrolith (vielleicht auch auf Beimengung von Thomsonit und kalkhaltigen Hydronephelith?) zu deuten*).

Wenn die Analysen nicht genau mit der theoretischen Natrolithzusammensetzung stimmen, so ergibt auch die mikroskopische Untersuchung, dass in der That kein einziger echter Spreustein ausschliesslich aus Natrolith besteht, sondern im Gegentheil aus einem Gemische verschiedener Mineralien, in welchem allerdings der Natrolith bei weitem die grösste Masse ausmacht.

Eine mikroskopische Untersuchung des Spreusteins ist schon früher von C. v. Eckenbrecher mitgetheilt. Die Structur desselben beschreibt er ganz treffend wie folgt: »Unter dem Mikroskope zerfällt die schmutzig gelbliche und durch Eisenoxydhydrat röthlich gefärbte »spreuartige« Masse in lauter kleine, unregelmässige, aber scharf gegen einander abgegrenzte Partien, welche von büschelartigen und garbenförmig aggregirten Fasersystemen gebildet sind und kreuz und quer gelagert, unter verschiedenen Winkeln aufeinander stossen. In diesen oft eigenthümlich faserigen Büschelsystemen oder zwischen denselben liegen nun winzige, unregelmässig begrenzte, farblose Körnchen, welche zum Theil eine bedeutend stärkere Lichtbrechung als die Hauptmasse besitzen, zerstreut. Dieselben sinken häufig auf eine so geringe Grösse herab, dass sie, dicht angehäuft, oft nur als unbestimmbare Knauer zerstreut liegen; ein Theil der Körnchen sind aber grösser und lassen sich bestimmen.«

von Eckenbrecher unterschied unter diesen farblosen Körnchen: Quarz, Kalkspath, Diaspor. Ueber den Diaspor s. oben S. 50.

Quarz konnte ich nicht sicher feststellen, glaube auch kaum, dass dies

*) Kennigott (Uebers. d. m. F. 1868) berechnete mehrere der Spreusteinanalysen und macht dabei auf einen Ueberschuss von SiO_2 aufmerksam; den Kalkgehalt deutet er auf Skolezit. Skolezit habe ich jedoch niemals mit Sicherheit auf unseren Gängen beobachtet.

Mineral in unseren Spreusteinen vorkommt*); in einem Gemisch von einem so basischen Charakter, dass sogar Thonerdehydrat darin ausgeschieden wurde, ist es sehr unwahrscheinlich, dass Quarz gebildet worden sein sollte, und dieser gehört auch auf unseren Gängen im Allgemeinen zu den seltensten Bestandtheilen. Zwar finden sich in dem Spreustein klare, farblose, scheinbar einaxige Körnchen von optisch positivem Charakter mit dem Diaspor zusammen; der Diaspor ist dabei zuerst auskrystallisirt, hier zum Theil selbst recht gut begrenzt und unterscheidet sich durch grössere Lichtbrechung von dem umgebenden Mineral. Dieses ist aber offenbar kein Quarz, denn abgesehen von der Unwahrscheinlichkeit, dass Quarz hier auftreten sollte, zeigen die durch lebhaftes Interferenzfarben ausgezeichneten Körnchen auch bisweilen eine bandartige Streifung zwischen gekreuzten Nicols, welche nicht an Quarz erinnert, und andere Schnitte, welche als Quarzschnitte gedeutet werden müssen, zeigen eine ausgezeichnete Spaltbarkeit und schiefe Auslöschung. Es ist kaum zweifelhaft, dass diese Körnchen Hydrargillit sind. In dem weissen spreusteinartigen Natrolith von Klein-Arö, welcher auch Diaspor führt, ist ebenfalls Hydrargillit als letzte Bildung auf kleinen Drusenhöhlungen und in der Masse auskrystallisirt, was ganz mit den Beobachtungen an dem gewöhnlichen rothen Spreustein stimmt.

Ein Theil der farblosen Körnchen sind aber in mehreren Spreusteinen Thomsonit, welcher sich ebenfalls durch relativ lebhaftes Interferenzfarben auszeichnet; er ist durch geringere Lichtbrechung, parallele Auslöschung in Längsschnitten und zweiaxigen Charakter im convergenten Lichte nicht schwierig zu erkennen; auch der Thomsonit zeigt sich makroskopisch als einer der am spätesten auskrystallisirten Zeolithe, indem er erst in Drusenhöhlungen echter Spreusteine, sowie in Hydronephelithspreusteinen reichlicher auskrystallisirt ist.

Endlich ist in einigen Spreusteinen ein Theil der farblosen Substanz als Analcim zu deuten. In der Regel ganz spärlich tritt auch Kalkspath, als jüngere Bildung, auf.

Was nun die Hauptmasse des Spreusteins betrifft, so besteht dieselbe natürlich aus Natrolith; daneben kommt aber ausserdem in fast allen von mir untersuchten Proben, in einigen fast relativ recht reichlich, auch Hydronephelith vor. Schon oben (S. 232 unter Eläolith) wurde hervorgehoben, dass die beiden Mineralien nur in Querschnitten zu unterscheiden sind; in Längsschnitten zeigen beide ungefähr dieselben Interferenzfarben, in guten

*) v. Eckenbrecher giebt nur an, dass farblose, eckig begrenzte Körner und bandartige Partien, »namentlich die Körner ausserordentlich schön polarisiren und in dieser Hinsicht eine grosse Aehnlichkeit mit Quarz zeigen«.

Dünnschliffen grau bis gelblich*), denselben faserigen Bau, parallele Auslöschung, gleichartigen optischen Charakter etc.

Rein accessorisch treten im Spreustein ein grünes chloritisches Mineral (siehe Eläolith, Eisennatrolith etc.), ferner ein hellgefärbter Aegirin in kleinen Nadelchen, und wohl auch noch andere Mineralien auf.¹

Die obenstehende Beschreibung gilt für den gewöhnlichen rothen oder gelblichrothen, aus Sodalith gebildeten Spreustein.

Was nun die weissen Spreusteine betrifft, so wurde eine sicher aus Cancrinit gebildete derartige Varietät S. 244 unter Cancrinit beschrieben. Die meisten weissen Spreusteine sind aber gewiss nicht von Cancrinit, sondern von Sodalith abzuleiten und derartige Vorkommnisse, von welchen ich mehrere kenne, die noch die ursprüngliche Krystallform des Sodalith erkennen lassen, unterscheiden sich nicht von den rothen Spreusteinen, ausser durch das fehlende Pigment von Eisenoxydhydrat.

Wie wir oben gesehen haben, ist der Spreustein auf unseren Gängen hauptsächlich auf Kosten des älteren Sodalith der Gangmassen gebildet; das sehr reichliche Vorkommen des Spreusteins auf vielen Gängen beweist, dass hier früher zahlreiche Vorkommnisse von grobkörnigen sodalithsyenitischen Gangmassen vorhanden waren, ganz wie derartige Gänge noch jetzt bei Kangerdluarsuk etc. in Grönland, oder bei Ditro in Siebenbürgen bekannt sind.

Ferner wurde oben erwähnt, dass auch der Cancrinit, obwohl gewiss in geringerer Ausdehnung, bei seiner Zersetzung Spreustein geliefert hat.

Was dagegen den Eläolith betrifft, so hat zwar auch dieser in grosser Ausdehnung bei einem seiner Zersetzungsprocesse »Spreustein« geliefert: sämtliche früheren Beobachter haben aber übersehen, dass dieser ganz ähnlich aussehende Spreustein kein echter, hauptsächlich aus Natrolith bestehender Spreustein, sondern ein »Hydronephelithspreustein« ist. Da auch in dem gewöhnlichen Spreustein Hydronephelith als ein oft nicht in ganz geringer Menge auftretender Bestandtheil sich findet, und andererseits auch der Hydronephelithspreustein Natrolith führt, so halte ich es für wahrscheinlich, dass künftige Forscher, welche an Ort und Stelle speciell für die Lösung dieser Frage Material zu sammeln in der Lage sind — ich wurde zu spät darauf aufmerksam — vielleicht eine Uebergangsreihe zwischen dem wesentlich aus Eläolith gebildeten Hydronephelithspreustein und dem wesentlich aus Sodalith gebildeten echten Natrolithspreustein nachweisen können.

Es ist jetzt nur noch übrig die Frage zu beantworten, ob der Spreu-

*) Wenn deshalb v. Eckenbrecher von »prächtigen, in den einzelnen Haufwerken von einander verschiedenen Farbenercheinungen« spricht, muss er wohl ziemlich dicke Schliffe untersucht haben.



stein vielleicht auch aus anderen Mineralien, als aus den eben genannten, entstanden ist, namentlich ob die Feldspäthe zur Spreusteinbildung Veranlassung gegeben haben. Wenn frühere Forscher, so auch von Eckenbrecher, diese Frage mit ja beantwortet haben, so möchte ich behaupten, dass dies eigentlich nur theilweise richtig ist. v. Eckenbrecher beschreibt einen Fall, in welchem er deutliche Uebergänge zwischen Spreustein und Feldspath unter dem Mikroskope beobachtet habe, und schliesst daraus, dass der Spreustein theilweise auch aus Feldspäthen entstanden sei. Sein Beweis gründet sich auf die Beobachtung, dass an der Grenze zwischen beiden Mineralien die Spreusteinbüschel sich in den Feldspath hinein erstrecken und in bandartigen Streifen darin verbreiten, während andererseits auch in der Nähe der Grenze beider Substanzen innerhalb der Aggregate der Spreusteinbüschel kleine Partien von Mikroklin allseitig mit etwas verschwommenen Rändern eingeschlossen sind.

Dies beweist aber, genauer besehen, doch nur, dass die Spreusteinbildung stetig stattfand, während die Feldspathsubstanz weggelöst wurde; es ist damit eigentlich nicht bewiesen, dass die Lösungen, aus welchen die Spreusteinbüschel abgesetzt wurden, das Material für deren Bildung hauptsächlich aus dem Feldspath erhalten haben. Dies zeigt sich durch mehrere Beobachtungen auch unwahrscheinlich. Genau dasselbe mikroskopische Bild, welches von Eckenbrecher als Beweis für die Spreusteinbildung aus Feldspath beschrieb, beobachtete ich an der Grenze zwischen einem mikroperthitischen Natronfeldspath und einem rothen Spreusteinkrystalle (∞O nach einer trigonalen Axe verlängert) von Löfv. Es ist aber hier unzweifelhaft, dass die Spreusteinmasse auf Kosten der früheren Sodalithkrystalle gebildet wurde, und wenn sie auch an der Grenze in den Feldspath hineindringt etc., so bedeutet dies nur, dass auch der Feldspath während des Lösungsprocesses, welcher den Sodalith vollständig zerstörte, an der Grenze theilweise angegriffen und aufgelöst wurde, wobei die circulirenden Lösungen aus ihrem festen Inhalte nach und nach Spreustein absetzten; dass auch wohl ein Theil des aus dem Feldspath gelösten Materials später als Spreusteinsubstanz abgesetzt wurde, berechtigt doch nicht zu der Behauptung, dass der Spreustein hier aus Feldspath gebildet sei, denn die wohl-erhaltene Krystallform der Spreusteinmasse beweist ja, dass das ursprüngliche Mineral hier Sodalith gewesen ist. So viel lässt sich allerdings wohl sagen, dass auch die Feldspäthe an der Grenze anderer in Spreustein umgewandelter Mineralien auch selbst theilweise zersetzt und hier von Spreusteinmasse durchdrungen sind. Im Grossen aber haben sie für die Spreusteinbildung keine Rolle gespielt und der Spreustein bildet namentlich, so viel mir bekannt, niemals Pseudomorphosen nach Feldspath.

Obwohl noch Manches über die Spreusteinbildung, welche so umfangreiche und lebhaft Polemik früherer Forscher verursacht hat, bemerkt

werden könnte, mögen die obigen Auseinandersetzungen, welche schon allzuviel Raum eingenommen haben, genügen.

Als ein Gemenge, in welches mehrere Mineralien von grösserem specifischen Gewicht als der Natrolith eingehen, ist der Spreustein auch zum Theil schwerer als der reine Natrolith, obwohl das specifische Gewicht natürlich variirt. Die meisten Angaben schwanken zwischen 2,25 und 2,39; der gewöhnliche Werth dürfte ungefähr 2,30 betragen.

Endlich muss auch erwähnt werden, dass Spreusteine, welche unzweideutig als Pseudomorphosenbildungen aufzufassen sind, häufig ohne scharfe Grenzen in feinfaserige, feinstrahlige bis gröberstrahlige Natrolithmassen übergehen, die ganz gewiss als Ausfüllungen offener Hohlräume abgesetzt wurden; es ist, wenn man die durchgreifenden Umsetzungen auf unseren Gängen, welche die Zeolithbildung begleiteten, studirt hat, nicht schwierig zu begreifen, dass derartige Uebergänge oft vorkommen müssen. Es haben sich somit auch die Beobachtungen mehrerer älterer Forscher, nach welchen der spreuartige »Bergmannit« in den strahligen Radiolith — und dieser wieder in den gut krystallisirten Radiolith — übergeht, vollständig bestätigt.

4. Brevicit, Berzelius und P. Ström (1834).

1834. J. Berzelius und P. Ström, Berzel. Jahresb. 14, 179 und Pogg. Ann. 33, 112.

Berzelius beschrieb 1834 dies Mineral mit folgenden Worten: »P. Ström hat mir ein Mineral aus der Umgegend von Brevik in Norwegen übersandt, welches eine Blasenausfüllung in einem trachytischen Gesteine gewesen zu sein scheint. Es ist eine weisse, blättrig strahlige Masse, welche auf der Innenseite der Höhlung in regelmässige prismatische Krystalle mit zunehmender Durchsichtigkeit übergeht. Es findet sich überdies durchzogen von breiten dunkelrothen und selbst schmutzig graurothen Streifen. Söndén hat dasselbe in meinem Laboratorium analysirt, und dasselbe zusammengesetzt gefunden aus:

SiO_2	43,88
Al_2O_3	28,39
Na_2O	10,32
CaO	6,88
MgO	0,21
H_2O	9,63
	<hr/> 99,31

Ich habe dies Mineral »Brevicit« genannt.«

So weit Berzelius.

Viele Jahre später (1852) hat G. Rose den alten Namen Brevicit für

die gewöhnlichen, gut krystallisirten Natrolithvorkommnisse unserer Gänge aufgenommen, also für solche Vorkommnisse, welche oben mit dem älteren Namen Esmark's als »Radiolith« bezeichnet wurden; die auf Rose's Veranlassung von Dr. Körte ausgeführte Analyse beweist, dass das Mineral, welches Rose Brevicit nannte, die gewöhnliche Natrolithzusammensetzung besass.

Nach dem Vorgange Rose's haben nun später viele andere Forscher (wie v. Lang, Des Cloizeaux, Blum, Seligmann etc. etc.) unter »Brevicit« gut krystallisirte Vorkommnisse von Natrolith aus der Gegend von Brevik etc. verstanden. Dies ist aber offenbar nicht berechtigt; denn Sondén's Analyse beweist, dass das Mineral, welches Berzelius mit dem Namen Brevicit belegte, einen so bedeutenden Kalkgehalt besass, dass es nicht mit den gewöhnlichen Natrolithen vereinigt werden kann.

In den Sammlungen des schwedischen Reichsmuseums finden sich nun zwei Stufen, welche beide nach ihren Etiketten aus der Sammlung von Berzelius stammen und als Brevicit bezeichnet sind; an dem einen steht auf der Etikette angegeben, dass die Stufe von P. Ström erhalten war, an der anderen ist angeführt, dass Pastor Esmark dieselbe hergegeben hat; an dieser letzteren ist zugleich mit der Handschrift von Berzelius selbst die gleiche Formel*), welche in seiner Beschreibung nach Sondén's Analyse für den Brevicit berechnet wurde, beigelegt.

Die kurze Beschreibung von Berzelius, mit diesen beiden Stufen verglichen, zeigt, dass aller Wahrscheinlichkeit nach diese beiden Stufen der Beschreibung zu Grunde gelegen haben. Die eine derselben, welche von Esmark stammt, entspricht nämlich ausgezeichnet dem ersten Theile der Beschreibung (s. oben: »welches eine Blasenfüllung etc. — mit zunehmender Durchsichtigkeit übergeht«). Dagegen stimmt die Bemerkung von Berzelius: »Es findet sich überdies durchzogen von breiten dunkelrothen und selbst schmutzig graurothen Streifen« nicht mit der Beschaffenheit dieser Stufe, sondern passt gut auf die andere von P. Ström herführende.

Diese letztere Stufe aber ist in der That nicht mit der ersteren zusammenzustellen; sie besteht nämlich aus einem gewöhnlichen, recht feinstrahligen »Hydronephelithspreustein«, ist also keine homogene Substanz und ausserdem eine eigentliche Pseudomorphosenbildung nach Eläolith. Die andere Stufe dagegen ist offenbar, wie die Beschreibung von Berzelius auch angiebt, eine Drusenfüllung, deren grossstrahlige, reine Substanz augenscheinlich ein homogenes Analysenmaterial abgeben musste.

*) $\begin{matrix} Na3 \\ Ca3 \end{matrix} \left\{ \begin{matrix} Si_2 \\ Si \end{matrix} \right\} + 3AlSi + 6H$; die Etikette lautet übrigens: »Brevicit fr. Brevigen.

Prosten Esmark. Berzelii saml.

Aus der kurzen Beschreibung von Berzelius ist es nun unmöglich zu ersehen, welche dieser Stufen, dieser also ganz verschiedenartigen Vorkommnisse, in der That von Sondén analysirt wurde. Um diese Frage zu entscheiden, erhielt ich durch die Freundlichkeit des Freiherrn Prof. A. E. Nordenskiöld hinreichendes Material für die nöthige chemische Untersuchung überlassen. Es zeigte sich dabei durch eine von Herrn G. Paikkull gütigst ausgeführte Analyse des weissen, grossstrahligen von Esmark stammenden, sogenannten Brevicit folgende Zusammensetzung:

SiO_2	46,72
Al_2O_3	26,59
CaO	Spur
Na_2O	16,82
H_2O	9,73
	<hr/> 99,86

K_2O war nicht vorhanden. Die genaue Localität der Stufe ist Smedholmen.

Die Zusammensetzung dieser Stufe ist also diejenige eines normalen rhombischen Radiolith. Es war dadurch bewiesen, dass die Analyse Sondén's mit dem Material der anderen Stufe, also mit Spreustein, ausgeführt wurde. Diese stellt aber, wie alle Spreusteine, ein unreines gemengtes Material dar, weshalb der Analyse von Sondén keine Bedeutung für die Frage über die Zusammensetzung der möglicherweise (?) existirenden kalkreicheren Natrolithe zugemessen werden kann. Der Name Brevicit ist demnach als überflüssig anzusehen und in der That der ursprüngliche »Brevicit« ein Spreustein, obwohl der Name später als Synonym für Radiolith gebraucht worden ist.

66. Thomsonit, Brooke.

1878. W. C. Brögger, diese Zeitschr. 2, 289.

1879. — ebenda 8, 487.

Thomsonit entdeckte ich auf unseren Gängen zuerst 1878 und beschrieb die kleinen Krystalle desselben in der oben citirten Notiz. Ausser den damals beobachteten Formen:

$$\begin{array}{ll} m = \{110\} \infty P & y = \{012\} \frac{1}{2} \bar{P} \infty \\ a = \{100\} \infty \bar{P} \infty & x = \{0.1.48\} \frac{1}{48} \bar{P} \infty \\ b = \{010\} \infty \bar{P} \infty & r = \{101\} \bar{P} \infty \end{array}$$

habe ich später auch noch die Grundpyramide $\{111\}P$ beobachtet. Statt des damals vorgeschlagenen Axenverhältnisses $a:b:c = 0,9925:1:1,0095$ dürfte jetzt das wahrscheinlich noch etwas genauere

$$a:b:c = 0,99324:1:1,00662$$

vorzuziehen sein. Auf dasselbe bezogen berechnet sich:

	Berechnet:	Gemessen:
$\{110\}:(100)$	$= 44^{\circ} 48' 20''$	—
$\{110\}:(1\bar{1}0)$	$= 89 \ 36 \ 40$	—
$\{110\}:(010)$	$= 45 \ 11 \ 40$	—
$\{101\}:(100)$	$= 44 \ 37$	$\sim 44^{\circ} 37'$
$\{101\}:(001)$	$= 45 \ 23$	$45 \ 23$
$\{100\}:(001)$	$= 90 \ 0$	$90 \ 0$
$\{012\}:(010)$	$= 63 \ 17$	$63 \ 16$
$\{012\}:(001)$	$= 26 \ 43$	$\sim 26 \ 43$
$\{010\}:(001)$	$= 90 \ 0$	$90 \ 1$
$\{111\}:(001)$	$= 55 \ 0$	$54 \ 58\frac{1}{2}$
$\{111\}:(010)$	$= 54 \ 44 \ 40$	—
$\{111\}:(100)$	$= 54 \ 27 \ 30$	$54 \ 28$
$\{111\}:(110)$	$= 35 \ 0$	$35 \ 11\frac{1}{2}$
$\{111\}:(012)$	$= 39 \ 29$	$39 \ 28$
$\{012\}:(\bar{1}01)$	$= 51 \ 8$	$(51 \ 32)$
$\{001\}:(110)$	$= 90 \ 0$	$90 \ 0$
$\{001\}:(0.1.48)$	$= 1 \ 12$	$1 \ 11 \ 30''$
$\{0.1.48\}:(0.\bar{1}.48)$	$= 2 \ 24$	$2 \ 24 \ 30$
$\{705\}:(001)$	$= 54 \ 49\frac{1}{2}$	$55 \ 0$ (Phillips)
$\{401\}:(100)$	$= 43 \ 54\frac{1}{2}$	$43 \ 30$ (Greg, Des Cl.)
$\{801\}:(100)$	$= 7 \ 1$	$7 \ 0 \ 40$ (Greg, Des Cl.)

Die Formen $\{705\}\bar{7}P\infty$, $\{401\}4P\infty$ und $\{804\}8P\infty$ sind am norwegischen Thomsonit nicht beobachtet worden.

Die Flächen der Prismenzone lassen sich der starken Streifung wegen nicht genau messen.

Die Krystallform des Thomsonit ist namentlich durch ihre grosse Annäherung an ein reguläres Axenverhältniss interessant; die Abweichungen sind in der That ganz unbedeutend, indem die Winkel der Grundpyramide gegen die drei Pinakoide nur ganz wenig differiren.

Die optische Axenebene ist parallel der Basis; der Axenwinkel liess sich der Kleinheit der Krystalle wegen nicht messen. Die Doppelbrechung des Thomsonit ist, wie bekannt, bedeutend grösser, als die des Natrolith und Hydronephelit; im Dünnschliffe unterscheidet sich deshalb der Thomsonit auch ziemlich leicht durch lebhaftere Interferenzfarben, in Verbindung mit der Bestimmung der Lage der Axenebene in convergentem Lichte.

Der Thomsonit kommt auf unseren Gängen in ziemlich beschränkter Verbreitung vor. Er bildet theils Drusen ganz kleiner, zierlicher Kryställchen in zersetztem Eläolith und ist unzweifelhaft auf Kosten des Eläolith selbst gebildet; auf diese Weise habe ich denselben nicht nur auf der Insel Låven, wo ich ihn zuerst entdeckte, sondern auch auf Arö, Klein-Arö, Klokkeholmen bei Brevik etc. beobachtet. Diese Krystalle sind immer sehr klein, höchstens 2—3 mm lang, $\frac{1}{4}$ mm breit und dick (s. Taf. XXV Fig. 1 und 2).

Dieser Thomsonit scheint zu den am spätesten gebildeten Zeolithen unserer Gänge zu gehören, denn bei der Spreusteinbildung ist er fast immer nur als Drusenausfüllung, nur zum geringeren Theile auch in der Masse des Spreusteins selbst, abgesetzt. Eine Druse von Arö zeigt deutlich, dass der Thomsonit erst nach dem Hydronephelit, auf welchem die Krystalle desselben aufgewachsen sitzen, gebildet ist.

Bei der geringen Grösse der Krystalle war es unmöglich, hinreichendes Material für eine quantitative Analyse zu beschaffen.

Andernteils bildet der Thomsonit, wenn auch seltener, radial angeordnete blättrige weisse Massen auf Analcim (1) und Apophyllit (2), ist also an solchen Vorkommen selbst jünger, als der gewöhnlich zuletzt abgesetzte Zeolith unserer Gänge, der Apophyllit.

67. Hydronephelit, Clarke und Diller (Ranit, Paijkull).

Ueber die Eigenschaften und das Vorkommen etc. dieses zuerst von Amerika genauer beschriebenen Minerals, als Zersetzungsproduct von Eläolith, s. S. 234 unter der Beschreibung der Umwandlungsvorgänge des Eläolith, ferner unter dem Natrolith S. 636.

68. Apophyllit, Haüy.

Der Apophyllit ist von unseren Gängen schon früher sowohl durch Weibye (N. Jahrb. 1849 S. 770) als durch Hausmann (Bemerk. u. d. Zirkonsyenit l. c. S. 10) erwähnt worden.

Obwohl nicht sehr selten, gehört er doch zu den spärlicher verbreiteten Mineralien der Gänge und kommt nur ganz ausnahmsweise in etwas grösserer Menge vor. Aus der Gegend von Fredriksvärn oder Laurvik kenne ich ihn gar nicht; nur auf den Gängen der Inseln des Langesundfjords ist er bis jetzt angetroffen worden.

Die Apophyllitvorkommnisse unserer Gänge bieten keine besonders ausgezeichneten Verhältnisse dar; im Allgemeinen sind nur die gewöhnlichsten Combinationen vertreten. Das bekannteste Vorkommen, von welchem in den späteren Jahren zahlreiche Stufen in die Sammlungen gelangt sind, ist ein Zeolithfundort auf Klein-Arö (Lille-Arö); die Stufen zeigen gewöhnlich, auf einer Unterlage von Feldspath, Eläolith etc., zuerst Analcim, welcher jedoch auch häufig fehlt, dann reichlich Krystalle von Natrolith und auf und zwischen diesen als letzte Bildung Apophyllit in hell gelbgrünlich gefärbten dicken Tafeln, welche oft eine Grösse von ein paar Centimetern erreichen. Diese dicken Tafeln zeigen (Taf. XXV Fig. 7—10) fast immer nur die Combination $\{001\}0P$, $\{111\}P$, $\{100\}\infty P\infty$. Die Krystalle sind in der Regel so ausgebildet, dass die Flächen von $\{001\}0P$ genau Quadrate, die von $\{100\}\infty P\infty$ Rhomben bilden (Fig. 8) oder haben wenigstens annäherungsweise diese Ausbildung. Bisweilen sieht man sehr feine Abstumpfungen an allen Kanten, so schmal, dass sie nicht gemessen werden können; dieselben sind gewiss nur als Lösungsflächen zu betrachten.

Eine regelmässige Verwachsung zweier Krystalle an einer Stufe dieses Vorkommens verdient erwähnt zu werden (s. Taf. XXV Fig. 9 und 9a). Die beiden mehr als centimetergrossen Individuen haben nämlich gemeinsame Basisflächen und sind auf die Weise seitlich verwachsen, dass eine Zonenaxe $[(004):(111)]$ des einen Individuums ungefähr mit einer Zonenaxe $[(004):(100)]$ des anderen parallel ist; wenn letztere genau parallel wären, würden die Flächen von $\{110\}\infty P$ des einen mit denjenigen von $\{100\}\infty P\infty$ des anderen Individuums parallel sein. Dies ist nun aber, wie die Messung am Reflexionsgoniometer zeigte, nicht der Fall; die Basisflächen sind zwar parallel, der einspringende Winkel der Flächen $(100)^I:(100)^{II}$ bildet dagegen nicht — 45° , sondern genau — $44^\circ 6\frac{1}{2}'$. Es entspricht dieser Winkel

einem Zwillingsgesetze: »Zwillingsebene eine Fläche des Prismas $(830) \infty P\frac{1}{2}\alpha$, welches Gesetz für den genannten Winkel den Werth — $44^{\circ} 6' 44''$ erfordern würde. Da aber kein einfacheres Symbol resultirt, ist die Verwachsung gewiss nicht als eine Zwillingbildung zu deuten, sondern muss als eine unvollständig bestimmte regelmässige Orientirung aufgefasst werden, welche der Abtheilung 5 in meinem S. 39 mitgetheilten Schema zugerechnet werden muss. Diese Abtheilung ist dadurch charakterisirt, dass nur eine Hauptebeue (die basische Spaltebene) — im vorliegenden Falle natürlich auch die darauf senkrechte Hauptaxe — beiden Individuen der Verwachsung gemeinsam ist, übrigens aber die Orientirung ganz unvollständig oder zufällig ist.

Die Hauptmasse der Stufen dieses Vorkommens lieferte ein einziger grosser Drusenraum von ungefähr $\frac{1}{2}$ m im Durchmesser, ganz im Niveau des Meeres auf Klein-Arö, in demselben Gange, auf welchem der Cappelenit vorkam.

Andere nahegelegene Vorkommnisse haben ähnliche Krystalle geliefert. Von dem Natronkatapleit-Fundorte von Klein-Arö habe ich eine kleine Stufe erhalten, an welcher zwischen zwei Tafeln von Natronkatapleit ein kleiner wasserheller Apophyllitkrystall aufgewachsen ist, der einen ungewöhnlichen Flächenreichthum zeigt. Leider sind die Flächen zum grossen Theile so gestreift, dass sie nicht sicher bestimmt werden können. Dieser Krystall (s. Taf. XXV Fig. 11) ist ebenfalls tafelartig nach der Basis und zeigt ausser dieser Form vorherrschend die Flächen von $\{111\}P$ und ganz klein $\{100\} \infty P \infty$ und $\{102\}\frac{1}{2}P \infty$. An der einzigen frei auskrystallisirten Ecke finden sich nun ausserdem mehrere gestreifte Deuteroipyramiden und eine Anzahl stark gestreifter ditetragonaler Pyramiden. Von den ersteren konnte nur $\{503\}\frac{1}{2}P \infty$ mit einiger Wahrscheinlichkeit bestimmt werden durch den Winkel $(100):(503) = 25^{\circ} 56'$ (berechnet $25^{\circ} 36\frac{1}{2}'$); eine sehr flache Deuteroipyramide gab für den entsprechenden Winkel gegen das Deutero-prisma $83^{\circ} 43'$, was vielleicht auf $\{1.0.12\}\frac{1}{3}P \infty$ gedeutet werden könnte (berechnet für $(100):(1.0.12) = 84^{\circ} 3'$). Beiderseits der als $\frac{1}{2}P \infty$ gedeuteten gestreiften Fläche findet sich nur oben eine parallel der Combinationskante mit den anliegenden Flächen von P stark gestreifte ditetragonale Pyramide π , welche vielleicht als $\{326\}\frac{1}{2}P\frac{1}{2}$ gedeutet werden könnte.

Gemessen:	Berechnet für $\frac{1}{2}P\frac{1}{2}$:
$\pi : \alpha = 58^{\circ} - 60^{\circ}$	$60^{\circ} 27\frac{1}{2}'$
$\pi : \pi' = 43^{\circ} 44'$	$43 \quad 17$

In der That ist hier aber keine einfache, sondern eine Serie von Flächen vorhanden.

An der Unterseite findet sich auch ganz symmetrisch zu (010) an jeder Seite der Ecke eine andere gestreifte Pyramide, ξ , welche als $\{324\}3P\frac{1}{2}$ gedeutet werden könnte.

Gemessen:	Berechnet für $3P\frac{1}{2}$:
$\xi : a = 34\frac{1}{2}^0 - 36\frac{1}{2}^0$	$35^0 40'$
$\xi : \xi' = 67\frac{1}{2} - 65$	$65 \quad 35$

In der That ist aber auch hier keine einheitliche Fläche vorhanden, sondern eine Serie von Pyramiden, welche mit $\{441\}P$ eine gemeinsame Zone bilden, und bei welchen $(h + l) = 2k$.

Diese sämtlichen, jetzt erwähnten Flächen $\frac{1}{2}P\infty$, $\frac{1}{12}P\infty$, $\frac{1}{2}P\frac{1}{2}$ und $3P\frac{1}{2}$ können nur als approximativ bestimmt angesehen werden. Da sie aber symmetrisch zu (040) auftreten, sind gewiss wirkliche Flächen vorhanden; in Folge des Umstandes, dass oben und unten die Ausbildung verschieden ist, erhält der Krystall ein hemimorphes Aussehen.

An dem Eudidymitvorkommen von Ober-Arø fanden sich niedliche kleine Krystalle (s. Taf. XXV Fig. 5 und 6) von wasserhellem bis grünlichem Apophyllit mit vorherrschender $\{441\}P$, an den Mittelecken kaum abgestumpft durch $\{100\}\infty P\infty$ und am Ende mit mässig ausgebildeter Basis. Mehrere dieser kleinen Krystalle waren sehr vollkommen ausgebildet; an einem Krystalle erhielt ich $P : OP = 60^0 27\frac{1}{2}'$, woraus $P : P = 59^0 5'$, Mittelkante.

Ähnliche Krystalle mit vorherrschender Pyramide, am Ende abgestumpft durch die Basis, kommen auch auf Låven vor, von wo sie schon durch Weibye erwähnt wurden, ferner an mehreren Stellen an den Arøscheeren, bei Barkevik etc.

Ueberall wo der Apophyllit auf unseren Gängen vorkommt, tritt er mit anderen Zeolithen zusammen auf und ist fast immer das zuletzt gebildete der Zeolithmineralien; ob er auch jünger als der Desmin ist, muss ich jedoch dahin gestellt sein lassen, da ich Desmin und Apophyllit auf unseren Gängen nicht zusammen beobachtet habe.

Auch die oben erwähnten Vorkommnisse zeigen in der Regel die eine oder die andere Ausbildung der altbekannten optischen Anomalien des Apophyllit; dass derselbe deshalb nicht als ein complicirt gebautes monosymmetrisches Mineral aufgefasst zu werden braucht, wie es Rumpf u. A. meinten, haben bekanntlich schon Klocke, Groth etc. gezeigt. Auch fanden sich an dem oben erwähnten Vorkommen von Ober-Arø Krystalle, welche sich vollkommen einaxig verhalten und selbst in dickeren Spaltstücken kein Auseinandergehen des Kreuzes in zwei Hyperbeln zeigten.

69. Desmin, Breithaupt, 1818.

1845. Th. Scheerer u. Münster, *Nyt Mag. f. Nat.* **4**, 345 u. *Pogg. Ann.* **65**, 297.

Der Desmin wurde zwar schon von Hausmann (Bemerk. ü. d. Zirkonsyenit, l. c. S. 10) erwähnt, ist aber dennoch ein seltenes Mineral auf unseren Gängen. Ich kenne ihn nur von einem einzigen Fundorte, auf den Inseln des Langesundfjords. Dieses eine Vorkommen ist durch eine Stufe des »Reichsmuseums« repräsentirt; zwischen grossen Tafeln von weissem Feldspath erscheint der früher vorhandene Sodalith in weissen Spreustein umgewandelt; in diesem sind auf einem durch Weglösen des Sodalith gebildeten Drusenraume zuerst feine Nadelchen von Natrolith, dann auf diesen in ganz geringer Menge kleine, dünne Täfelchen von Desmin abgesetzt (s. Taf. XXV Fig. 12). Diese Stufe stammt wahrscheinlich von einer der Arö-Inseln.

Der Desmin ist demnach — ungefähr wie der Apophyllit — einer der zuletzt und nur in geringer Menge gebildeten Zeolithe unserer Gänge und spielt keine grössere Rolle, was bei dem geringen Kalkgehalte unserer Gänge auch zu erwarten war.

Ausserhalb unserer Gänge, aber an einem Vorkommnisse, welches mit diesen zusammengestellt werden kann, fand Münster Desmin (l. c. als Stilbit angeführt) in kleinen Drusenräumen loser Blöcke des rothen Syenits von Maridalen. Spec. Gew. 2,203; die Analyse Münster's ergab:

SiO_2	58,53
Al_2O_3	45,73
Fe_2O_3	0,50
CaO	7,02
Alkalien u. } Magnesia }	3,07
H_2O	17,05
	<hr/> 101,90

Anhang zur Zeolithgruppe.

Harmotom, Haüy.

Der Harmotom ist mir bis jetzt von den Gängen des Augitsyenitgebietes nicht bekannt.- Dagegen entdeckte ich denselben vor einigen Jahren als jüngste Bildung auf kleinen, mit Feldspath-, Rauchquarz- und Titanitkrystallen ausgekleideten Drusenräumen in dem rothen Quarzsyenit (Nordmarkit) des Tonsenås bei Christiania, also an einem Vorkommen, welches ganz analog ist mit dem oben erwähnten Fundorte von Desmin in demselben Gestein.

Die genannten Harmotomkrystalle sind nur ein paar Millimeter gross, aber gut ausgebildet; die auftretenden Formen sind die gewöhnlichen: $\{001\}0P$, $\{110\}\infty P$, $\{010\}\infty P\infty$ und $\{100\}\infty P\infty$; das Prisma ist wie gewöhnlich stark gestreift und die Messungsergebnisse demnach wenig befriedigend. Die Krystalle sind durchgehends als einfache Durchkreuzungszwillinge nach dem, dem Manebacher Gesetze der Feldspäthe entsprechenden, Zwillingsgesetze: Zwillingssebene $(001)0P$ ausgebildet. Das zweite häufige Zwillingsgesetz des Harmotom kommt dagegen nicht vor. Wir haben also in diesem Vorkommen ein Beispiel der recht seltenen Ausbildung des Harmotoms, welche von Thomson als Morvenit bezeichnet wurde.

Da nur eine ganz kleine Anzahl Krystalle gefunden wurde, konnte nur einer derselben für die optische Untersuchung geopfert werden. Ein Präparat nach der Symmetrieebene zeigte die durch Taf. XXVI Fig. 7 dargestellten Verhältnisse. Das Präparat, welches ungefähr ein Viertel eines Krystalles umfasst, besteht der Hauptsache nach aus zwei Individuen in Zwillingsstellung; die dem einen (II) derselben angehörigen Theile sind punktirt bezeichnet. Die Zwillingsgrenze verläuft sehr unregelmässig und ausserdem finden sich kleine Fetzen des einen Individuums innerhalb des anderen. Ferner sieht man zwischen gekreuzten Nicols eine sehr deutlich hervortretende Zonarstructur und beobachtet auch leicht, dass die verschiedenen Partien, selbst des einen Individuums, nicht alle gleichzeitig auslöschen, wobei deutlich die Zonarstructur eine gewisse Rolle spielt, obwohl die Grenzen der unter verschiedenen Winkeln auslöschenden Theile keineswegs ausschliesslich der Zonarstructur folgen, sondern offenbar auch theilweise von der äusseren Begrenzung im Allgemeinen abhängig sind. In der Mitte ist erstens eine kleine, dem Individuum I angehörige Partie (in der Figur grau gehalten), welche unter einem Winkel von nur ca. 24° gegen die Basiskante auslöscht; dann kommt eine grosse Partie, welche unter ca. $25\frac{1}{2}^{\circ}$ auslöscht; diese Partie setzt sich gegen die Kante von ∞P bis nach der äusseren Umgrenzung fort, während

parallel OP ausserhalb derselben erstens eine Zone mit dem Auslöschungswinkel 27° , dann eine ganz schmale äussere Zone mit einem Auslöschungswinkel von 31° folgt. Die Grenzlinie zwischen der Partie mit $25\frac{1}{2}^\circ$ und derjenigen mit 27° Auslöschungswinkel geht schief durch eine und dieselbe Zonarschale hindurch genau von der Kante zwischen ∞P und OP ausgehend. Im Allgemeinen erweist sich also einerseits eine Zunahme des Auslöschungswinkels von innen nach aussen, andererseits eine deutliche Abhängigkeit dieses Winkels von der äusseren Umgrenzung. Die andere Hälfte, II, zeigt weniger scharf hervortretende Differenzen. Dass die verschiedenen Auslöschungswinkel, wo sie deutlich mit der Zonarstruktur in Verbindung stehen, auf verschiedenartiger Beschaffenheit (Zusammensetzung) der ungleichen Zonen beruhen muss, geht sehr deutlich aus den schmalen, dem Individuum I angehörigen Lamellen, bei x und x' in der Figur, hervor, indem die inneren, der Zone 3 angehörigen Theile derselben mit der Zone 3 unter $27\frac{1}{2}^\circ$, die äusseren der Zone 4 angehörigen schmalen Theile dagegen mit 4 unter 31° auslöschen.

Diese regelmässig wechselnden Zwillinglamellen eines auf die Kante von $\{001\}OP$ rechtwinkligen Systemes, welche bei x und an mehreren anderen Stellen des Präparates auftreten, erinnern ihrem Aussehen nach ganz an Plagioklaspräparate nach OP mit sich kreuzenden Lamellen. Ihre Orientirung zeigt, dass sie nur nach dem gewöhnlichen Gesetze: Zwillingsebene OP , verzwillingt sind, obwohl die Verwachsungsebene eine ungewöhnliche ist.

Zu erwähnen ist nur noch, dass der obere rechte Theil von II eine ganz unbestimmt undulirende Auslöschung (ganz wie oft gewisse Theile von Mikroklinpräparaten, wo die Lamellen ausserordentlich fein sind) zeigt, indem man hier beim Drehen des Präparates alle Winkel zwischen -27° , 0° und $+27^\circ$ erhält, in schmalen Bändern, welche sich beim Drehen nach aussen, der Kante von ∞P parallel, bewegen. Sollte dies, wie es wahrscheinlich beim Mikroklin der Fall ist, auf einer ausserordentlich feinen Lamellirung beruhen? Das spärliche Material erlaubte nicht, diese Verhältnisse näher zu verfolgen.

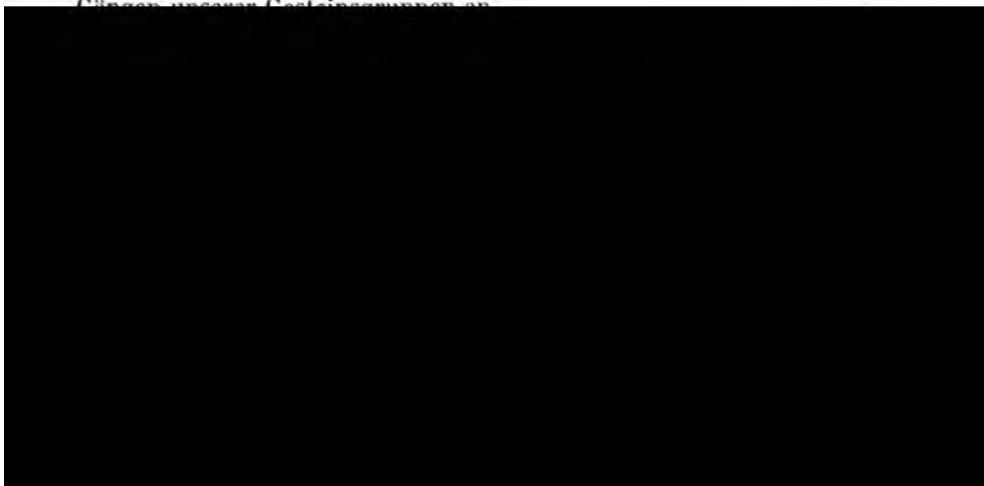
Dass das betreffende Mineral nun wirklich Harmotom ist, wurde durch qualitative Reactionen, wie durch das specifische Gewicht bewiesen; das letztere wurde an einem kleinen Krystalle mittelst der Westphal'schen Wage bestimmt zu 2,434.

Carbonate.

70. Kalkspath

ist ein sehr seltenes Mineral auf den Gängen des Augitsyenits und ist mir nur einmal in Krystallen vorgekommen. Von einem Gange aus den Arö-scheeren brachte Herr G. Flink 1884 kleine derbe Stücke von Kalkspath, auf Feldspath sitzend, mit, wahrscheinlich als jüngste Bildung die Ausfüllung eines Hohlraumes bildend. Derselbe zeichnet sich durch eine auffallend gute Spaltbarkeit oder vielleicht richtiger Absonderung nach $\{0001\}0R$ aus, so dass man ohne Schwierigkeit dünne Platten senkrecht zur Axe abspalten kann. Andere Vorkommnisse aus den Gängen der Arö-scheeren zeigen deutlich, dass der Kalkspath nach den Zeolithen gebildet ist. So habe ich Handstücke von Arö mit gelbem Kalkspath, zwischen Krystallen von Analcim eingeklemmt. Auf einem Gange nahe der Eisenbahnstation Sandefjord fand ich Kalkspath als jüngste Ausfüllung von mit Quarz und Feldspathkrystallen ausgekleideten Drusenräumen. Kleine Krystalle von Kalkspath, ∞R , $0R$, kamen an dem Natrolithvorkommen von der Insel Sigtesö (wo sich auch grüner Flussspath in Oktaëdern fand) auf den Natrolithkrystallen aufgewachsen vor; dies ist das einzige mir bekannte Vorkommen von ausgebildeten Krystallen von Kalkspath auf unseren Gängen.

Als Efflorescenz kommt Kalkspath ganz secundär in kleinen Hohlräumen auf Gängen und im Gestein, sowohl bei Laurvik im Augitsyenit, als bei Christiania (am Sognsvand etc.) im rothen Granitit etc. nicht ganz selten vor. Als mehr ursprüngliches Mineral gehört dagegen Kalkspath nicht den Gängen unserer Gesteinsgruppen an.



halten. Diese Hoffnung ist nicht erfüllt worden; das Eudidymitvorkommen ist erschöpft und auch aus anderen Vorkommnissen sind diese Mineralien bis jetzt unbekannt geblieben; so bin ich denn dazu genöthigt, die unvollständigen Beobachtungen, die sich mit dem geringen vorhandenen Materiale ausführen liessen, mitzutheilen.

Das eine der beiden erwähnten Mineralien ist hexagonal; es bildet theils kleine dicktafelige Krystalle mit Prisma (?) und Basis (der grösste Krystall von ca. 1 mm Breite, $\frac{1}{2}$ mm Tafeldicke), theils rosettenförmige Anhäufungen von dünntafeligen Krystallen. Die Farbe ist bei der grössten Tafel braun, bei den kleineren heller bräunlichgrau. Die Spaltbarkeit nach der Basis ist sehr vollkommen, mit fast perlmutterartigem Glanze. Das Mineral zeigt sich unter dem Mikroskope im Dünnschliffe stark lichtbrechend und sehr stark doppeltbrechend, einaxig, optisch positiv. Pleochroismus schwach; die Strahlen, welche parallel zur c-Axe schwingen, sind am stärksten absorbirt. Schon die qualitative Prüfung des in Salzsäure ziemlich leicht löslichen Minerals gab Reaction auf CO_2 und $Fl.$ Nach der unten angeführten quantitativen Untersuchung von Herrn G. Forsberg ist dasselbe mit grösster Wahrscheinlichkeit entweder Parisit, oder ein mit dem Parisit äusserst nahe verwandtes Mineral.

Das zweite Mineral bildet kleine, der äusseren Form nach scheinbar tetragonale Krystalle, Pyramiden, welche sehr nahe mit derjenigen des Zirkons übereinstimmen; die Winkel eines mittels aufgeklebter Glasblättchen gemessenen Krystalls waren nämlich:

$$(111):(1\bar{1}1) = 56^{\circ}44'$$

$$(111):(11\bar{1}) = 95^{\circ}59'$$

während dieselben Winkel beim Zirkon $56^{\circ}44'$ resp. $95^{\circ}40'$ betragen. Trotzdem sind die Krystalle, wie die optische Untersuchung zeigte, nicht tetragonal, sondern rhombisch, drei Schnitte parallel zur Basis erwiesen sich nämlich sehr stark doppeltbrechend (roth und grün dritter Ordnung in sehr dünnen Schliffen) mit genau diagonalen Auslöschung; auf der Basis tritt die stumpfe Bisectrix senkrecht aus. In einer Platte nach einem der verticalen Pinakoide trat die spitze negative Bisectrix senkrecht aus; der scheinbare Axenwinkel dürfte ungefähr 110° sein. Die Verticalaxe ist also die Richtung der kleinsten Elasticität. Ob die Axenebene dem Makropinakoid oder dem Brachypinakoid parallel ist, konnte nicht entschieden werden, weil der Unterschied der beiden Polkantenwinkel zu gering ist, um gemessen zu werden.

Von anderen Flächen als P fanden sich nur ∞P als sehr schmale Abstumpfung, ferner auch ein stumpferes Prisma mit einem Winkel von ca. 98° , ungefähr entsprechend $\infty P \frac{1}{9}$ oder vielleicht $\infty P \frac{2}{3}$, da der Winkel nur in Schliffen unter dem Mikroskope, also wenig genau, gemessen werden konnte; die Trace der Axenebene auf der Basis ist der kurzen Diagonale

dieses Prismas parallel. Ausserdem fand sich eine Form $2P\infty$, ob $\{021\}$ oder $\{201\}$ konnte nicht entschieden werden.

Dies rhombische Mineral hat also ein Axenverhältniss nahe gleich

$$a : b : c = 0,9999 : 1 : 0,64$$

obwohl die Messungen keine genaue Bestimmung erlaubten.

Die Krystalle sind recht klein, gewöhnlich nur ca. $\frac{1}{4}$ mm gross; die gemessenen Krystalle, welche später zu Präparaten geopfert werden mussten, waren ausnahmsweise gross, ca. 2 bis 3 mm.

Sämmtliche Krystalle waren mit einer dünnen, gelben, matten Ockerkruste bedeckt; die Dünnschliffe zeigen ausser einer vollkommen frischen, stark lichtbrechenden und doppeltbrechenden, wasserhellen Substanz, auch eine Durchdringung der Kerntheile durch eine ähnliche Ockersubstanz. Ich nenne dies neue Mineral nach dem norwegischen Mineralogen P. C. Weibye: Weibyeit.

Für die Analyse der beiden Substanzen konnte nur äusserst wenig Material beschafft werden, im Ganzen nur ein paar Decigramm; auch liessen sich beide Mineralien, welche innig miteinander verwachsen waren, nicht trennen und mussten deshalb zusammen analysirt werden.

Die Analyse, welche gütigst von Herrn G. Forsberg ausgeführt wurde, gab:

CO_2	49,46
Ce_2O_3	35,38
La_2O_3 }	34,58 *)
Di_2O_3 }	
CaO	3,42
SrO	0,97
F	5,04
Superoxydsauerstoff	0,23
	<hr/> 95,78
	$O - 2,42$
	<hr/> 93,66
H_2O und möglicher Verlust	6,34
	<hr/> 100,00

Was die Ausführung der Analyse betrifft, so bemerkt Forsberg Folgendes: »Das Pulver der beiden Mineralien löste sich in Salzsäure unter Entweichen von CO_2 und Cl ; die nicht allzu verdünnte Lösung zeigte bei spectralanalytischer Untersuchung die Absorptionslinien des Didym. In der Phosphorsalzperle die gewöhnliche Reaction des Cer; mit concentrirter Schwefelsäure die des Fluor. Das Spectroskop zeigte ferner die Linien von Ca und Sr .«

»Für die Bestimmung des Fluor wurde das Mineral durch Schmelzen

*) Der Didymgehalt wurde zu ca. 9% bestimmt.

mit Soda unter Zusatz von SiO_2 (um das CaF_2 und SrF_2 sicher zu zersetzen) aufgeschlossen, wonach die Schmelze nach der Methode von Berzelius für die Fluorbestimmung behandelt wurde. «

»Die seltenen Erden wurden als Oxalate gefällt und aus der neutralen Chloridlösung derselben wurde Cer als Superoxydhydrat durch Kochen mit Natriumhyposulfit und Natriumacetat gefällt. Als La_2O_3 (und Di_2O_3) wurde ein (von Ce freies) Oxyd aufgeführt, dessen neutrales Chlorid weder von Natriumhyposulfit noch von Natriumacetat, dagegen von einer gesättigten Lösung von neutralem Kaliumsulfat gefällt wurde, und ferner bei der Bestimmung seines Atomgewichtes einen Werth von 139—140 für \bar{R} ($= La + Di$) gab. «

»Andere seltene Erden, besonders Zirkonerde und Thorerde, wurden gesucht, aber nicht gefunden. «

»Die Kohlensäure wurde mit einer geringen Quantität des Minerals, durch Zersetzen desselben in einem geschlossenen Kolben und durch Auskochen der CO_2 , volumetrisch nach der neuen Methode des Herrn Prof. Otto Pettersson bestimmt. Von den Ceroxyden zeigten sich 4,75 als CeO_2 vorhanden. «

Eine genauere Berechnung der Analyse lässt sich aus mehreren Ursachen nicht durchführen; erstens weil der Weibyeit zum nicht geringen Theile zu einem Gemenge von Ceritoxydhydraten zersetzt ist, wovon ziemlich wahrscheinlich der H_2O -Gehalt herrühren dürfte, zweitens weil das Mengenverhältniss zwischen dem Weibyeit- und dem Parisit-ähnlichen Minerale unbekannt ist und sich nicht bestimmen liess, drittens auch, weil die Analyse ja insofern unvollständig ist, als der geringen vorhandenen Quantität wegen das Material für die genaue Bestimmung des H_2O und vielleicht vorhandener Alkalien fehlte. Jede Berechnung muss deshalb unsicher werden.

Die Analyse giebt folgende Quotientenzahlen:

CO_2	0,4355	
Ce_2O_3	0,4066	} 0,1995
$(La, Di)_2O_3$	0,0929	
CaO	0,0614	} 0,0705
SrO	0,0094	
F	0,2640	
$(H_2O?)$	(0,3522)	

Rechnet man (wozu die qualitative spectralanalytische Prüfung berechtigt) alles Ca und Sr als zum Parisit gehörig, so erhält man:

$Ca + Sr$	0,0705
F_2	0,4440
Ce_2O_3	0,0705
$3CO_2$	0,2115
	<hr/>
	0,5035 $[Ca.F] \cdot [Ce.F] Ce \cdot [CO_3]_3 = \text{Parisit.}$

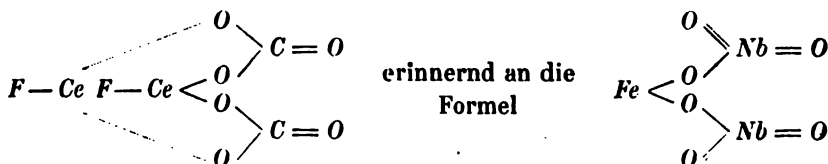
Es restirt dann:

$Ce_2 O_3$	0,0364	}	0,4290
$(La, Di)_2 O_3$	0,0929		
CO_2			0,2240
F			0,4230

Die nächste Proportion wäre $(Ce, La, Di)_2 O_3 : CO_2 : F = 1 : 1,73 : 1$. Statt deren $1 : 2 : 1$ anzunehmen, führt nicht auf eine mögliche Formel. Dagegen dürfte vielleicht das Verhältniss $Ce_2 O_3 : CO_2 : F = 1 : 2 : 2$ möglich sein, entsprechend der Formel: $[Ce \cdot F]_2 \cdot [CO_3]_2$.



oder:



des Tapiolit, welcher, obwohl tetragonal, in seiner Krystallform eine unverkennbare Aehnlichkeit mit dem Weibyeit zeigt*).

Diese Formel, welche procentisch der Zusammensetzung des sicher hexagonalen, also dimorphen Bastnäsit entspricht, erfordert zwar bedeutend (2,56 %) mehr Fluor als gefunden; es ist aber daran zu erinnern, dass erstens die Analyse mit nur wenig Material ausgeführt wurde, zweitens, dass der Weibyeit stark zersetzt war, und [hierbei durch die Bildung von Ceritoxhydhydraten wahrscheinlich zuerst die Gruppe $(F-Ce)$ der Zerstörung anheimgefallen sein dürfte**). Eine sichere Entscheidung über die Zusammensetzung des Weibyeit lässt sich zur Zeit nicht erhalten.

Diese beiden Mineralien, welche ich selbst an Ort und Stelle entdeckte, finden sich, auf Analcim, Eudidymit und Natrolith aufgewachsen, an dem Eudidymitvorkommen von Ober-Arö; nur ein paar Stufen waren mit einer nicht ganz geringen Anzahl Kryställchen der beiden Mineralien, welche für die Analyse zum grossen Theile geopfert wurden, versehen.

*) Vergl. Nordenskiöldin S. 63; Polymignyt S. 394; s. auch Th. Hiortdahl, diese Zeitschr. 12, 446 ff.

**) Das vorhandene Superoxyd ist aller Wahrscheinlichkeit nach durch Oxydation dieser Gruppe gebildet.

Nachträge.

73. Turmalin.

In dem Verzeichniss S. 4 ist der Turmalin nicht aufgenommen; während des Druckes habe ich aber vor Kurzem Stufen mit diesem Mineral aus einem Vorkommen am Langesundfjord (Arö?) zugesandt erhalten. Dieselben bestehen aus weissem Feldspath und Lepidomelan in nicht sehr grobkörnigem Gemenge, mit accessorischem Zirkon, Apatit etc. Der Turmalin bildet schwarze Rosetten von meist radialstrahligen Krystallen von höchstens 3 mm Dicke, bei oft mehreren Centimetern Länge. Diese stecken im Analcim und Kalkspath und sind offenbar nach den oben genannten Mineralien, aber vor der Zeolithbildung, auf Drusen und Spalten abgesetzt. Die Krystalle zeigen nur das Prisma $\infty P2$, ohne messbare Endflächen. Dünnschliffe nach der Basis zeigten eine schöne Zonarstructur, in der Mitte einen von dem trigonalen Prisma ∞R begrenzten blauen Kern, dann eine Hauptzone von tiefer blauer Farbe, und eine schmale Randzone von brauner Farbe, die beiden letzten Zonen von $\infty P2$ begrenzt.

Pyroxen der Diopsid-Aegirinreihe.

Bei der Beschreibung der Pyroxenmineralien unserer syenitischen und nephelinsyenitischen Pegmatitgänge wurde ausdrücklich hervorgehoben (S. 337), dass »der herrschende Diallag-ähnliche, der Diopsidreihe angehörige Pyroxen der Augitsyenite niemals auf deren grobkörnigen Gängen beobachtet wurde«; es ist dies auch bis jetzt nicht geschehen. Dagegen kommt, ausser dem gewöhnlichen Diallag-ähnlichen, von mir*) und A. Merriam**) beschriebenen Pyroxen der Laurvikite, in diesen Gesteinen, namentlich in feinkörnigeren und an Nephelin etwas reicheren Varietäten auch ein verwandter, im Dünnschliffe grüner, mehr wie Diopsid aussehender Pyroxen

*) Die silur. Etagen 2 und 3, S. 263.

**) Neues Jahrb. f. Min. 4884, Beil.-B. 3, 268; Auszug in dieser Zeitschr. 11, 425.

in nicht geringer Verbreitung vor, welcher in den Nephelinsyeniten der Grenzzone am Langesundfjord, wo er ebenfalls vorkommt, häufig mit Aegirin umrandet und verwachsen ist.

Es gelang mir, diesen Diopsid-ähnlichen Pyroxen bei der Revision meines Materiales an Handstücken aus den grosskörnigen Gängen der Umgegend von Fredriksvårn von mehreren Vorkommnissen zu entdecken; ich hatte denselben früher in diesen Handstücken, wo zugleich die schwarze Barkevikit-ähnliche Hornblende vorkommt, übersehen oder mit Aegirin verwechselt und deshalb ohne genauere Untersuchung gelassen.

Makroskopisch ist dieser Pyroxen vollkommen schwarz, undurchsichtig, wie Aegirin aussehend. Unter dem Mikroskope ist er im Dünnschliffe grün, ein wenig pleochroitisch mit hell seegrüner und hell gelbgrüner Farbe; randlich ist die Farbe bisweilen tiefer und das Mineral scheint dann auch auf den Gangvorkommnissen in Aegirin überzugehen.

Die Auslöschung findet unter einem Winkel von ca. 38° gegen die Verticalaxe statt; diese Auslöschungsrichtung ist aber nicht, wie beim Diopsid, die Richtung der kleinsten, sondern der grössten Elasticität! Da Krystalle mit Endflächen fehlten, liess sich nicht sicher bestimmen, ob diese Richtung im stumpfen oder im spitzen Winkel β liegt; undeutliche Absonderungsriss in den Dünnschliffen scheinen aber der Fläche $OP(004)$ entsprechen zu müssen und in Bezug auf diese würde die Richtung der grössten Elasticität, wie es zu erwarten wäre, im spitzen Winkel β liegen.

Wie die sehr tiefschwarze Farbe des nicht dünn geschliffenen Minerals zeigt, muss der Eisengehalt hoch sein; die bisweilen vorhandene Umrandung mit Aegirin deutet wieder auf einen nicht geringen Gehalt an Alkalien, namentlich Natron, wie es bei einem Pyroxen dieser natronreichen Gänge zu erwarten wäre. Der Auslöschungswinkel von ca. 52° im stumpfen Winkel β (zwischen der Elasticitätsaxe c und der Verticalaxe c) entspricht dann der allgemeinen Erfahrung von einer Zunahme des Auslöschungswinkels mit zunehmendem Eisengehalte im Diopsidsilicat und mit zunehmendem Gehalte des Aegirinsilicates, wie es schon S. 336—337, S. 305—306 etc. erwähnt wurde.

Die chemische Zusammensetzung konnte leider aus Mangel an reiner Substanz, welche sich übrigens wegen Verwachsung mit Glimmer und Hornblende nur mit grosser Schwierigkeit hätte darstellen lassen, nicht untersucht werden; nach den optischen Eigenschaften in Dünnschliffen zu urtheilen, dürfte dieser Pyroxen, wenn die Auslöschungsschiefe in erster Linie berücksichtigt wird, unter den bis jetzt chemisch bekannten, dem von C. Dölter untersuchten Pyroxen aus dem Leucitit von Siderao*) sich

*) C. Dölter, Die Vulcane d. Capverden, S. 85 und Neues Jahrb. f. Min. 1885, 1, 58. Ref. in dieser Zeitschr. 11, 625.

nähern; dieser zeigt jedoch nach Dölter (trotz seines Alkaligehaltes von 4,32 Na_2O und seines Eisengehaltes von 9,29 Fe_2O_3 und 9,44 FeO) bräunliche Färbung. In Dünnschliffen ziemlich ähnlich aussehend, obwohl tiefer grün gefärbt, ist der von P. Mann *) untersuchte Pyroxen des bekannten Leucitophyr vom Burgberge bei Rieden (mit 2,64 Na_2O , 0,74 K_2O , 3,95 Fe_2O_3 , 42,17 FeO etc.); dieser zeigt nach Mann eine Auslöschungsschiefe von 30° ; wie zu erwarten wäre, ergab sich bei meiner Untersuchung einiger mir zugänglicher Präparate dieses Gesteins, dass diejenige Auslöschungsschichtung, welche mit der Verticalaxe ca. 30° bildet, die grösste ist; zum Vergleich mit dem Diopsid wäre also die Auslöschungsschiefe c : c richtiger = 60° anzugeben **); diese grosse Auslöschungsschiefe ist wohl dem geringen Gehalte an eigentlichem Diopsidsilicat $\text{Ca Mg Si}_2\text{O}_6$ (dieser Pyroxen enthält nur 7,24, derjenige von Siderao 11,73 % MgO), im Vergleich mit anderen Verbindungen, welche eine Zunahme der Auslöschungsschiefe bewirken, zuzuschreiben. Diese Beobachtungen zeigen die Nothwendigkeit, bei den in Gesteinen auftretenden diopsidähnlichen Pyroxenen sich nicht mit der blossen Bestimmung der Grösse der Auslöschungsschiefe zu begnügen; man muss daneben auch feststellen, welche Elasticitätsaxe, die grösste oder die kleinste, mit der Verticalaxe die geringste Auslöschungsschiefe in Schliffen nach (040) bildet, um zu entscheiden, ob ein gewöhnlicher, etwas eisenhaltiger, im Dünnschliffe deshalb grüner Diopsid oder ein zugleich alkalireicher (an Natron, Thonerde, Eisenoxyd etc. reicher) Pyroxen der Reihe der zwischen dem Diopsid und dem Aegirin existirenden Pyroxene vorliegt.

Wie der Diallag-ähnliche Pyroxen der Laurvikite, enthält auch dieser, der Diopsid-Aegirinreihe zugehörige Pyroxen orientirte, schwarze, wahrscheinlich aus einem Eisenerze (Magnetit?) bestehende, tafelförmige Einschlüsse; die Tafelform ist wohl eine zufällige, da die Einschlüsse wohl hier wie im Diallag relativ secundär sein dürften (vergl. Judd's bekannte Untersuchungen über derartige Einschlüsse). Sie liegen theils parallel zur Verticalaxe, theils parallel einem negativen Hemidoma, welches mit der Verticalaxe ca. $60-64^\circ$ bilden muss, also wohl — $\frac{2}{3}P_\infty$ (205) entsprechen dürfte.

Randlich ist dieser Pyroxen bisweilen von einer der Barkevitreihe angehörigen Hornblende umgeben; ob dieselbe als ein Umwandlungsproduct des Pyroxen zu betrachten ist oder nicht, konnte ich nicht sicher entscheiden.

Die Entdeckung dieses Pyroxens auf den Gängen der Fredriksvärngruppe war theoretisch für die richtige Auffassung dieser Gänge von Be-

*) Neues Jahrb. f. Min. 1884, 2, 197. Ref. in dieser Zeitschr. 11, 72.

**) Vergl. S. 306, Anmerkung.

deutung, wie aus der Darstellung im Allgemeinen Theile hervorgeht. Wie häufig derselbe auf den Gängen der genannten Gruppe ist, kann ich nicht sagen, da er bei der makroskopischen äusseren Gleichheit mit dem Aegirin und der Barkevikit-ähnlichen Hornblende dieser Gänge wohl bei den Beobachtungen im Felde in der Regel leicht übersehen wurde. Ich kenne ihn jetzt mit Sicherheit von dem alten Polymignytvorkommen bei Fredriksvärn, sowie von dem grossen Gange bei Kleven, nördlich von Fredriksvärn, dessen Feldspath oben beschrieben wurde. An der letzteren Stelle ist er in schriftsyenitischer Verwachsung mit Feldspath vorhanden: diese Verwachsung ist im Allgemeinen Theile ausführlicher erwähnt worden. An beiden genannten Stellen kommt zugleich Hornblende mit dem Pyroxen zusammen vor.

ische Verhältnisse 43.

Figur 42.

18.

sbeziehungen z.

20-

Sachregister z. n. n.

A.

Aegirin 295. 348.

- -Asbest (Krokydolith) 330.
- Brech.-Exponenten 328.
- haarförmiger (Thallit) 330.
- Kryst.-Formen 348.
- Kryst.-Typen 321.
- opt. Verhältnisse 326.
- Umwandlung in Analcim 333.
- Unterschied v. Akmit 334.
- Vorkommen 329.

Netzfiguren d. Leukophan 272.

- d. Melinophan 282.

Ainigmatit 423.

- chem. Zusammens. 428.
- Krystallform 424.
- opt. Verhält. 426.

Akmit 295. 298.

- chem. Zusammens. 342.
- Flächenbeschaffenheit 302.
- Krystallformen 300.
- opt. Verhältnisse 305.
- Pleochroismus 308.
- Spaltbarkeit etc. 345.
- Unterschied von Aegirin 334.
- Verwachs., orient. m. Akmit 308.
- Vorkommen 316.

Albit 521.

Amorphe Umwandlung von Mineralien mit seltenen Erden u. Säuren 109. 124. 128. 129. 434. 486. 495.

Analcim (Eudnophit) 565.

- aus Aegirin 333.
- aus Eläolith 223.
- chem. Zusammensetzung 584.
- Mikrostruct. u. opt. Verb. || 0000 569.575.
- - - - - || 000 572.578.
- - - - - || 0 573.
- - - - - || 202 580.
- Umwandl. z. Steinmark 499. 585.
- Vorkommen 585.

L.

Lasurstein, Formel 487 u. 663 (Druckfehler).

- Mikrostructur 486.

Lavenit 339.

- chem. Zusammens. 342.
- opt. Eigensch., Brech.-Expon. 341.
- Krystallform 339.
- Umwandlungen, Zersetzungen 348.
- Vorkommen 349.
- Melan (Meroxen) 489.
- 246.

Netzfiguren 272.

Brech.-Exponenten 273.

Zusammens. 286.

Form 217. 249.

en 251.

h. 264. 272.

- 4.

ophan 292.

Arseneisen

Astrophyllit 200.

- chem. Z.
- Correctur d.
- etc. 201.
- Krystallform.
- Kryst.-Typen 204.
- opt. Verhältnisse 204.
- Schlagfigur, Spaltbarkeit etc.
- Vergleich m. and. M.
- 245.
- Vorkommen 244.
- Zersetzungsprod. 245.

B.

Barkevikit-ähnliche Hornblenden, Analysen

446.

- chem. Zus. 442.
- phys. Eigensch. 444.
- Umwandlung in Aegirin u. Lepidomelan (Pterolith) 448.

Bergmannit, Spreustein 626.

Beryll der Gänge ist Apatit 72.

Bleiglanz 40.

Blende 6.

Borsäure, Beziehungen z. Hydrargillit 47.

Brechungsexponenten d. Aegirin 328.

- Astrophyllit 208.

- Eudidymit 593.

- Hambergit 66.

- Hydrargillit 45.

deutung, wie aus der Darstellung im Allgemeinen Theile hervorgeht. Wie häufig derselbe auf den Gängen der genannten Gruppe ist, kann ich nicht sagen, da er bei der makroskopischen äusseren Gleichheit mit dem Aegirin und der Barkevikit-ähnlichen Hornblende dieser Gänge wohl bei den Beobachtungen im Felde in der Regel leicht übersehen wurde. Ich kenne ihn jetzt mit Sicherheit von dem alten Polymignytvorkommen bei Fredriksvärn, sowie von dem grossen Gange bei Kleven, nördlich von Fredriksvärn, dessen Feldspath oben beschrieben wurde. An der letzteren Stelle ist er in schriftsyenitischer Verwachsung mit Feldspath vorhanden; diese Verwachsung ist im Allgemeinen Theile ausführlicher erwähnt worden. An beiden genannten Stellen kommt zugleich Hornblende mit dem Pyroxen zusammen vor.

— **1998** — **1999** — **2000** — **2001** — **2002** — **2003** — **2004** — **2005** — **2006** — **2007** — **2008** — **2009** — **2010** — **2011** — **2012** — **2013** — **2014** — **2015** — **2016** — **2017** — **2018** — **2019** — **2020** — **2021** — **2022** — **2023** — **2024** — **2025** — **2026** — **2027** — **2028** — **2029** — **2030** — **2031** — **2032** — **2033** — **2034** — **2035** — **2036** — **2037** — **2038** — **2039** — **2040** — **2041** — **2042** — **2043** — **2044** — **2045** — **2046** — **2047** — **2048** — **2049** — **2050** — **2051** — **2052** — **2053** — **2054** — **2055** — **2056** — **2057** — **2058** — **2059** — **2060** — **2061** — **2062** — **2063** — **2064** — **2065** — **2066** — **2067** — **2068** — **2069** — **2070** — **2071** — **2072** — **2073** — **2074** — **2075** — **2076** — **2077** — **2078** — **2079** — **2080** — **2081** — **2082** — **2083** — **2084** — **2085** — **2086** — **2087** — **2088** — **2089** — **2090** — **2091** — **2092** — **2093** — **2094** — **2095** — **2096** — **2097** — **2098** — **2099** — **2100** — **2101** — **2102** — **2103** — **2104** — **2105** — **2106** — **2107** — **2108** — **2109** — **2110** — **2111** — **2112** — **2113** — **2114** — **2115** — **2116** — **2117** — **2118** — **2119** — **2120** — **2121** — **2122** — **2123** — **2124** — **2125** — **2126** — **2127** — **2128** — **2129** — **2130** — **2131** — **2132** — **2133** — **2134** — **2135** — **2136** — **2137** — **2138** — **2139** — **2140** — **2141** — **2142** — **2143** — **2144** — **2145** — **2146** — **2147** — **2148** — **2149** — **2150** — **2151** — **2152** — **2153** — **2154** — **2155** — **2156** — **2157** — **2158** — **2159** — **2160** — **2161** — **2162** — **2163** — **2164** — **2165** — **2166** — **2167** — **2168** — **2169** — **2170** — **2171** — **2172** — **2173** — **2174** — **2175** — **2176** — **2177** — **2178** — **2179** — **2180** — **2181** — **2182** — **2183** — **2184** — **2185** — **2186** — **2187** — **2188** — **2189** — **2190** — **2191** — **2192** — **2193** — **2194** — **2195** — **2196** — **2197** — **2198** — **2199** — **2200** — **2201** — **2202** — **2203** — **2204** — **2205** — **2206** — **2207** — **2208** — **2209** — **2210** — **2211** — **2212** — **2213** — **2214** — **2215** — **2216** — **2217** — **2218** — **2219** — **2220** — **2221** — **2222** — **2223** — **2224** — **2225** — **2226** — **2227** — **2228** — **2229** — **2230** — **2231** — **2232** — **2233** — **2234** — **2235** — **2236** — **2237** — **2238** — **2239** — **2240** — **2241** — **2242** — **2243** — **2244** — **2245** — **2246** — **2247** — **2248** — **2249** — **2250** — **2251** — **2252** — **2253** — **2254** — **2255** — **2256** — **2257** — **2258** — **2259** — **2260** — **2261** — **2262** — **2263** — **2264** — **2265** — **2266** — **2267** — **2268** — **2269** — **2270** — **2271** — **2272** — **2273** — **2274** — **2275** — **2276** — **2277** — **2278** — **2279** — **2280** — **2281** — **2282** — **2283** — **2284** — **2285** — **2286** — **2287** — **2288** — **2289** — **2290** — **2291** — **2292** — **2293** — **2294** — **2295** — **2296** — **2297** — **2298** — **2299** — **2300** — **2301** — **2302** — **2303** — **2304** — **2305** — **2306** — **2307** — **2308** — **2309** — **2310** — **2311** — **2312** — **2313** — **2314** — **2315** — **2316** — **2317** — **2318** — **2319** — **2320** — **2321** — **2322** — **2323** — **2324** — **2325** — **2326** — **2327** — **2328** — **2329** — **2330** — **2331** — **2332** — **2333** — **2334** — **2335** — **2336** — **2337** — **2338** — **2339** — **2340** — **2341** — **2342** — **2343** — **2344** — **2345** — **2346** — **2347** — **2348** — **2349** — **2350** — **2351** — **2352** — **2353** — **2354** — **2355** — **2356** — **2357** — **2358** — **2359** — **2360** — **2361** — **2362** — **2363** — **2364** — **2365** — **2366** — **2367** — **2368** — **2369** — <

Brechungsexponenten d. Johnstrupit 78.
 - Låvenit 344.
 - Leukophan 273.
 - Melinophan 282.
 - Radiolith (Natro-
 lith) 645.
 Brevicit 638.

C.

Calciorthorit 427.
 Cancrinit 239.
 - Krystallform 244.
 - Umwandlung z. Spreustein 240 f.
 - Vorkommen 242.
 Cappelenit, chem. Zusammensetzung 464.
 - Krystallform 462.
 Carneol 42.
 Cerhomilit 497.
 Chalkopyrit 44.
 Chlorit 498.
 Cossyrit, s. Ainigmatit 424.

D.

Datolith 459.
 Desmin 647.
 Diaspor 50.

E.

Eisenglanz 43.
 Eisenkies 7.
 Eisennatrolith, chem. Natur 623.
 - Vorkommen 626.
 Eläolith, s. Nephelin 217.
 Epidot 95.
 - Beziehungen z. Mosandrit, John-
 strupit etc. 87.
 Erdmannit, Umwandlungsprod. des Cerho-
 milit 490.
 - mit zersetztem Zirkon verwech-
 selter 409.
 Eudidymit, Brech.-Expon., opt. Verh. 593.
 - chem. Zusammens. 594.
 - Krystallform 586.
 - Vorkommen 595.
 - Zwillingungsverwachs. 591.
 Eudnophit = Analcim 565.
 Eukolit 498.
 - chem. Zusammens. 503.
 - Härte, spec. Gew. 503.
 - Krystallform 498.
 - opt. Eigensch. 500.
 - Spaltbarkeit 500.
 - Vorkommen 504.
 - Zersetzungen 507.
 Eukolit-Titanit 544.
 - chem. Zusammens. 546.
 - Krystallform; opt. Verh.
 545, 547.
 - Vorkommen 547.

Eukrasit 429.
 Euthallit s. Analcim 223.

F.

Feldspäthe, Vork., Verbreitung 562.
 Flussspath 56.
 Freyalith 434.

G.

Galenit 40.
 Glaukolith, dichter, aus Eläolith gebildeter
 Sodalith 480, 223, 226.
 Glimmermineralien, Auffassung d. Zwill.
 40.
 Granate 460.
 - Kalkthoneisengranat, braun. Anal.
 460.
 - brauner opt. Verh. u.
 Mikrostruktur 464.
 - grüner chem. Zus.
 463.
 - grün. opt. Verh. 466.
 - Umhüllungspseudo-
 morph. n. Sodalith.
 464, 465.
 - Kalkeisengranat (Yttergranat) 469.

H.

Hämatit 43.
 Hambergit, Brech.-Expon., opt. Eigensch. 66.
 - chem. Zusammens. 67.
 - Krystallsystem 65.
 - Vorkommen 67.
 Harmotom 648.
 Helvin, Analyse 476.
 - Krystallform 473.
 Hjortdahlit 367.
 - chem. Zusammens. 374.
 - Krystallform 368.
 - opt. Eigensch. 372.
 - Spaltbark., spec. Gew. 373.
 - Vorkommen 377.
 - Zwillinge 374.
 Homilit 434.
 - Beziehungen zum Zirkon 447.
 - Cerhomilit 497.
 - chem. Zusammens. 434.
 - Formentabelle 446.
 - Krystallform 436.
 - opt. Eigensch. u. Mikrostruktur 449.
 - Typen 439.
 - Verhalten zu Melanocerit u. Erd-
 mannit 493 f.
 - Vorkommen 457.
 - Zwillingsgesetze 444.
 Hornblenden, Analysen 446.
 Hydrargillit 46.
 - Brechungs-Exponenten 45.
 - Krystallformen 47.

Hydrargillit, optische Verhältnisse 43.

- Schlagfigur 42.
- spec. Gew. 48.
- Verwandtschaftsbeziehungen z. Borsäure 47.
- Vorkommen 49.
- Zwillinge, I. Gruppe mit geneigten Basalebene 20.
- Zwillinge, II. Gr. mit \parallel Basalebene 23.

Hydronephelit (184. 232.) 636. 643.

- Spreustein 630.
- Bildung aus Eläolith 234.
- 630. 636.

J.**Johnstrupit 74.**

- Beziehung zur Epidotgruppe 87.
- Brech.-Exp., opt. Eigensch. 78.
- chem. Zusammens. 81.
- Krystallform 75.
- Vorkommen 86.

K.**Kaliglimmer aus Eläolith 236.****Kaliorthoklas s. Mikroklin 561.****Kalkeisengranat 169.****Kalknatronkatapleit s. Katapleit 434.****Kalkspath 650.****Kalkthoneisengranat, brauner 160.****schwarzgrüner 163.****Kaolin 199.****(Steinmark) aus Eläolith 238.****Karyocerit, chem. Zusammens. 479.****Krystallform 478.****Katapleit 434.**

- Beziehung z. Tridymit 459.
- chem. Zusammens. 456.
- Formentabelle 447.
- Krystallform 437. 445.
- opt. Verhalten 442.
- Verhalten beim Erwärmen 443.
- Vorkommen 460.
- Zwillingsgesetze 452.

Kölbingit s. Ainigmatit, ist \parallel Verwachsung von Arfveds. u. Ainigm. 434.**Krokydolith = Aegirin-Asbest 330 f.****Kryptoperthit 524.**

- chem. Zusammens. 527. 529. 546.
- Farbenschiller, Lage u. Farbe des Schillers 540 f.
- Farbenschiller, Erklärg. 548.
- Interpositionen, Anordnung derselben 545.
- Mikrostruktur, opt. Eigensch. 534.
- spec. Gewicht 534.
- Theilbarkeit nach ∞ 200 u. 8 200 549.
- Vorkommen 530. 563.

Kupferkies 11.**L.****Lasurstein, Formel 137 u. 663 (Druckfehler).****Mikrostruktur 186.****Lävenit 339.**

- chem. Zusammens. 342.
- opt. Eigensch., Brech.-Expon. 341.
- Krystallform 339.
- Umwandlungen, Zersetzungen 348.
- Vorkommen 349.

Lepidomelan (Meroxen) 489.**Leukophan 246.**

- Aetzfiguren 272.
- Brech.-Exponenten 273.
- chem. Zusammens. 286.
- Krystallform 247. 249.
- Krystalltypen 251.
- opt. Eigensch. 264. 272.
- Spaltbarkeit 271.
- Vergl. mit Melinophan 292.
- Vorkommen 277.
- Winkeltabelle 275.
- Zwillingsverw. 252.

Lithionglimmer (Zinnwaldit) 193.**Löllingit 8.****M.****Magnetit 59.****Melanocerit 468.**

- chem. Zusammens. 472.
- Krystallform 468.
- opt. Verh. 471.
- Vorkommen 476.

Melinophan 279.

- Aetzfiguren 282.
- Brech.-Expon. 282.
- chem. Zusammens. 286.
- Krystallform 280.
- Spaltbark. 282.
- spec. Gew., Härte 284.
- Vergleich m. Leukophan 292.
- Vorkommen 284.

Meroxen, Analyse 191.**Krystallform etc. 489.****Mikrofelsit 552.****Mikroklin 561. 563.****Mikroklinmikroperthit 556.****Mikroperthit 554.**

- Orthoklasmikroperthit 554.
- Mikroklinmikroperthit 556.

Molybdänit 5.**Morvenit s. Harmotom 648.****Mosandrit 74.**

- Bezieh. zur Epidotgruppe 87.
- chem. Zusammens. 80 f.
- Krystallform 75.
- opt. Verhalten 77.
- Vorkommen 86.
- Zersetzungserschein. 79.

Murchisonit s. Kryptoperthit 542. 544. 547.**Muscovit 196.****Pseudomorphos, n. Eläolith 236.**

N.

- Natrolith 598.
 - Bergmannit 626.
 - Brevicit 638.
 - Eisennatrolith 633.
 - s. a. Radiolith 599.
 - -Spreustein aus Sodalith 478. 630.
 - -Spreustein aus Cancrinit 240.
 Natronkatapleit s. Katapleit 434.
 Natronorthoklas s. Kryptoperthit 524.
 Nephelin 217.
 - chem. Zusammens. 222.
 - Färbung, Ursache derselben 249.
 - Härte, spec. Gew. 222.
 - Krystallform 218.
 - Spaltbarkeit 219.
 - Umwandl. in Analcim (Euthallit) 223.
 - - - Kaliglimmer 236.
 - - - Natrolith (Spreustein) 232.
 - - - Ranit (Hydronephelit - Spreustein) 234.
 - - Sodalith (Glaukolith) 223. 226.
 - - Steinmark (Kaolin) 238.
 - - Thomsonit 236.
 - Verbreitung und Vorkommen 238.
 Nordenskiöldin 61.
 - Analyse, phys. Eigensch. 62.
 - Beziehung z. anderen Mineralien 63.
 - Krystallform 64.
 - Vorkommen 64.

O.

- Opal 15.
 Orangit 446.
 - chem. Zusammens. 420.
 - Krystallform 448.
 - phys. Eigensch. 420.
 - opt. Verh. 422.
 - Vorkommen 426.
 Orthit 95.
 - Krystallform 96.
 - opt. Eigensch. 97.
 Orthoklasmikroperthit 554.
 Ostranit s. unter Zirkon 408.

P.

- Parisit 650.
 Perowskit 508.
 Polymignyt 387.
 - Bezieh. zum Aeschnit 392.
 - - Columbit 394.
 - chem. Zusammens. 390.
 - Krystallform 388.
 - Vorkommen 395.
 Prehnit 628.

- Proustit 14.
 Pterolith = Gemenge von Aegirin und Lepidomelan 448.
 Pyrit 7.
 Pyrochlor 509.
 - chem. Zusammens. 542.
 - Krystallf., Eigensch. 509.
 - Vorkommen 544.
 Pyroxen der Diopsid-Aegirinreihe 655.

Q.

- Quarz 12.

R.

- Radiolith 386. 599.
 - (Natrolith) 599.
 - chem. Zusammensetzung 618. 622.
 - Formentabelle 614.
 - Krystallform d. monosymm. 600.
 - - rhombischen 607. 609.
 - Krystalltypen 609.
 - opt. Eigensch. d. monos. 646.
 - - rhomb. 645.
 - Vorkommen 623.
 - Zersetzung in Prehnit (?) 623.
 Ranit s. Hydronephelit 234. 643.
 Rinkit, Beziehung z. Mosandrit u. Johnstrupit 87.
 Rosenbuschit 378.
 - chem. Zusammens. 382.
 - Krystallform 379.
 - opt. Verhalten 380.
 - (m. Radiolith verwechs.) 386.
 - Vorkommen 386.
 Rothgiltigerz s. Proustit 14.
 Rutil (?) 433.

S.

- Salit 294.
 Sodalith, Bildungsperioden 177.
 - chem. Zusammensetz. 480.
 - Entstehung aus Eläolith 226. 223. 479. 487.
 - -Noseanmineralien, Formeln 482.
 - Umhüllungspseudomorphosen v. Granat nach 464. 465.
 - Umwandlung in Diaspor u. Spreustein 52.
 - Umwandlung in Spreustein 478. 630.
 Spreustein 626.
 - Ansichten über die Entstehung 628.
 - aus Cancrinit 240.
 - - Eläolith (Hydronephelit-spreust.) 234. 626.
 - - Sodalith (Natrolithspreust.) 478. 630.

Spreustein, chem. Zusammens. des Natrolith
(Sodalith-) Spreustein 633.
- mikroskop. Structur 634.
Steinmark (siehe Kaolin) 499.
Stilpnomelan (Einschluss in Natrolith) 626.

T.

Talk 197.
Thallit (Hausmann's) = haarförmiger Aegirin 95, 330.
Thomsonit 644.
- aus Eläolith 236.
- Krystallform etc. 644.
Thorit 446.
- chem. Zusammens. 420.
- Krystallform 448.
- opt. Verhalten 422.
- physik. Eigenschaften 420.
- Vorkommen 426.
Titaneisenerz 44.
Titanit (Eukolit-Titanit) 544.
- chem. Zusammens. 546.
- Krystallform 545, 547, 548.
- Vorkommen 547, 520.
Tremolit 397.
Tritomit 482.
- Analysen 484.
- Eigenschaften 487.
- Krystallform 488.
- Vorkommen 489.
Turmalin 655.

U.

Uranothorit s. Thorit 446.

W.

Weibyeit 595, 650.
Wöhlerit 354.
- chem. Zusammensetz. 360.
- Krystallform 353.
- opt. Verhält. 358.
- Spaltbarkeit 359.
- Verwandtschaftsbeziehungen 363.
- Vorkommen 365.
- Winkeltabelle 357.

X.

Xenotim 68.

Y.

Yttergranat 469.

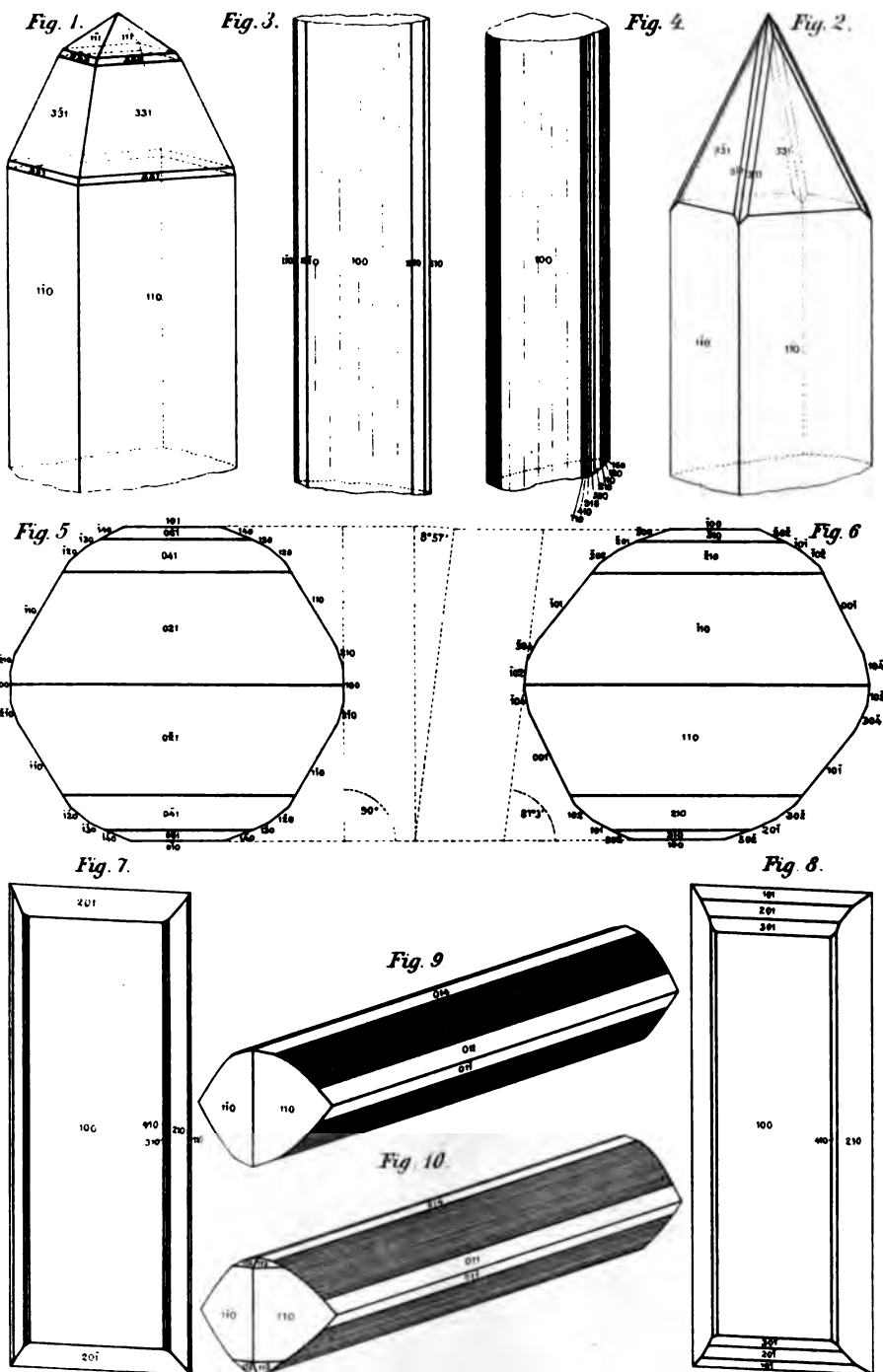
Z.

Zinkblende 6.
Zinnwaldit (?) 495.
Zirkon 404.
- amorphe Umwandlung 440.
- Flächenbeschaffenh. gestörte 407.
- Formen, Typen 403, 442.
- Pseudomorphos. n. Katapleit 405.
- Verwachsung m. - 405.
- Verhalten beim Erhitzen 402.
- Vorkommen 444.
Zwillinge, allgemeine Eintheilung nach
Tschermak 35.
- neue modific. Einth. 38.
- der Glimmer. Auffassung 40.

Druckfehler und Berichtigungen.

Seite 487, Zeile 7 von oben lies $[(Na . S_3)Al]Na_4Al_2[SiO_4]_3$ statt $[(Na S)Al]Na_4Al_2[SiO_4]_3$.
- 215, - 2 - - - und dem Katapleit statt und vor dem Katapleit.
- 608, - 5 und 3 von unten lies $\{111\} + P$ statt $\{111\} + P$.
- 608, - 5 - 2 - - - $\{111\} - P$ statt $\{111\} - P$.
Taf. XIII Fig. 5 sind die Winkelangaben 40° und $2\frac{1}{2}^\circ$ unrichtigerweise doppelt so gross als die richtigen Werthe angegeben.





1-2 Zirkon, 3-4 Mosandrit, 5-6 Zoisit u. Epidot, 7-8 Johannstrupit, 9-10 Löllingit.

Zeitschrift f. Krystallogr. u. Min. 16. Bd.



Fig. 1.

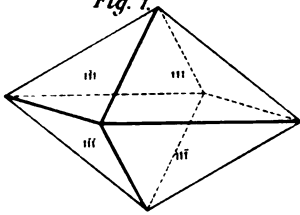


Fig. 2.

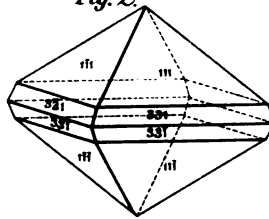


Fig. 3.

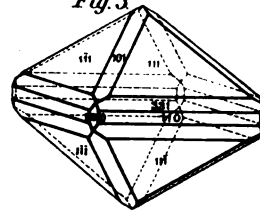


Fig. 4.

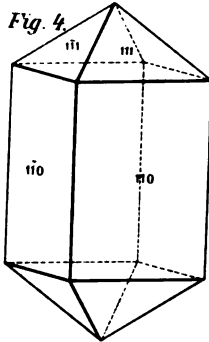


Fig. 5.

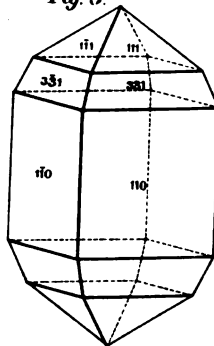


Fig. 6.

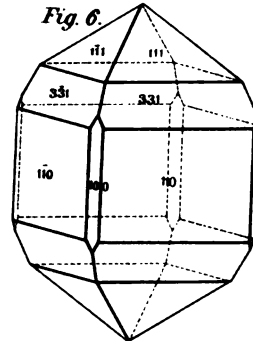


Fig. 7.

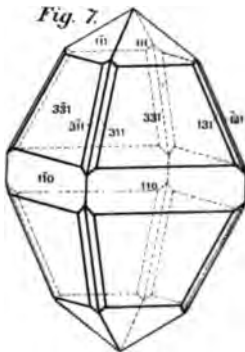


Fig. 8.



Fig. 9.

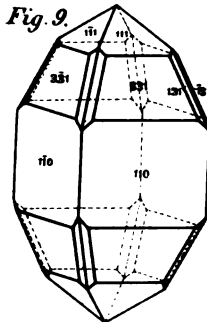


Fig. 10.

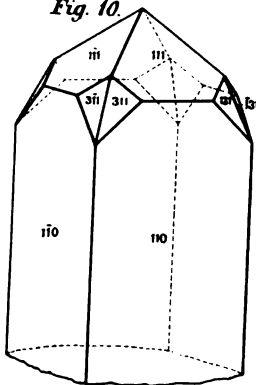
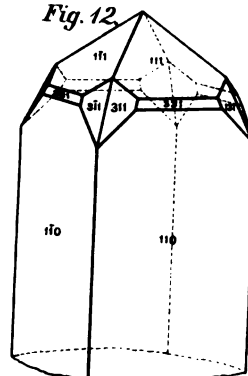


Fig. 11.



Fig. 12.



Zirkon u. Thorit.

Lith. Hubert Köhler in Berlin.



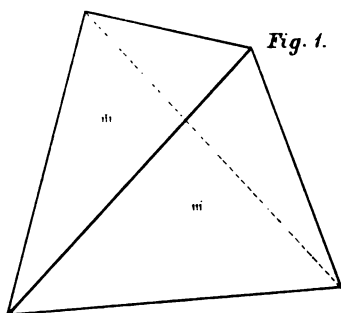


Fig. 1.

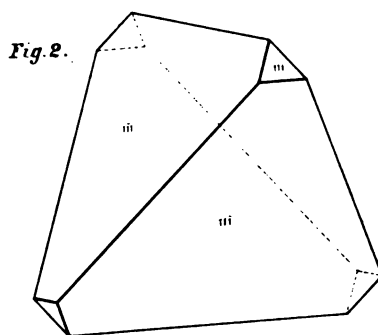


Fig. 2.

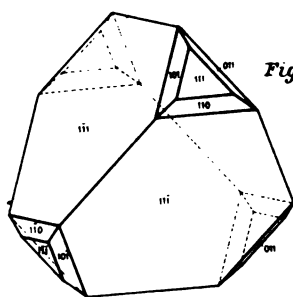


Fig. 3.

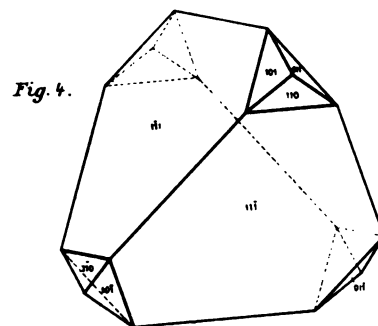


Fig. 4.

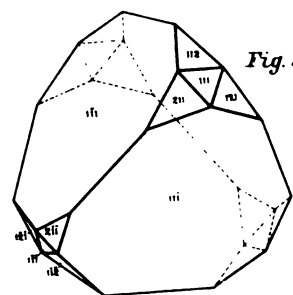


Fig. 5.

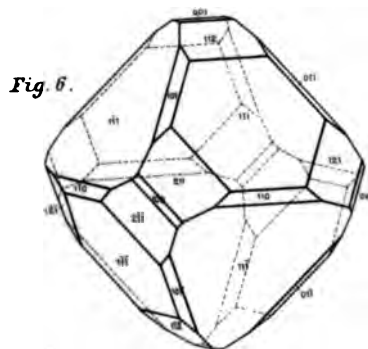


Fig. 6.

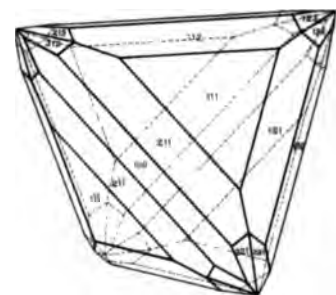


Fig. 7.

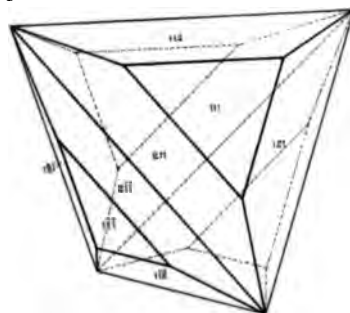


Fig. 8.

Helvin.

Lith Robert Escher Munchen





Fig. 1.

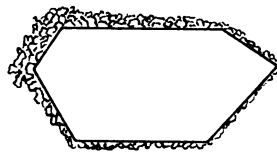


Fig. 2.

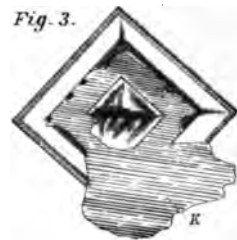


Fig. 3.

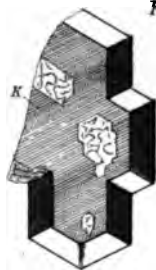


Fig. 4.



Fig. 5.

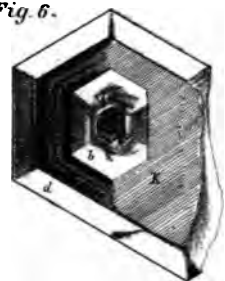


Fig. 6.



Fig. 7.



Fig. 8.

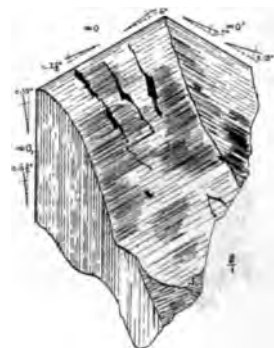


Fig. 9.

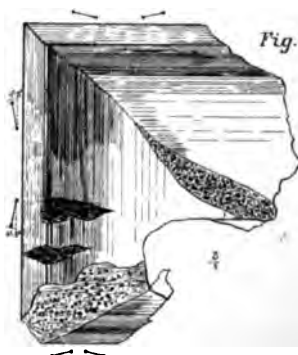


Fig. 10.

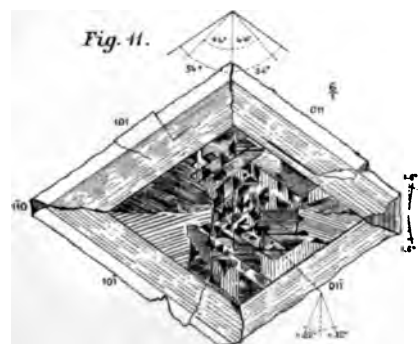


Fig. 11.

Granat.

Lith. Anst. J. J. Neumann

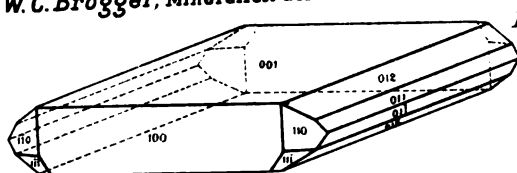


Fig. 1.

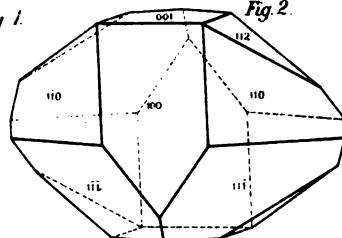


Fig. 2.

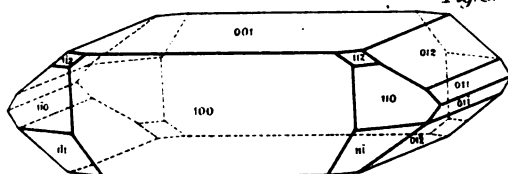


Fig. 3.

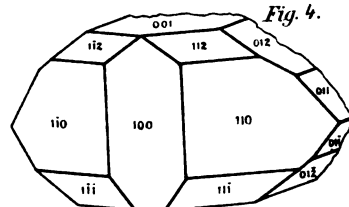


Fig. 4.

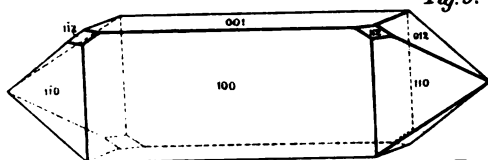


Fig. 5.

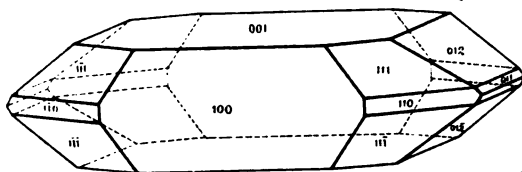


Fig. 6.

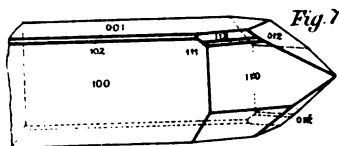


Fig. 7.

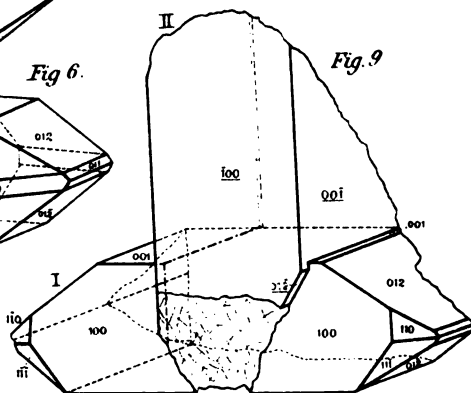


Fig. 9.

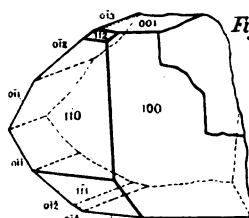


Fig. 8.

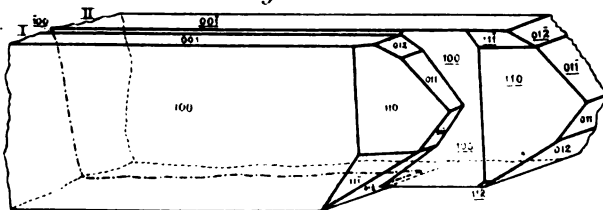


Fig. 10.

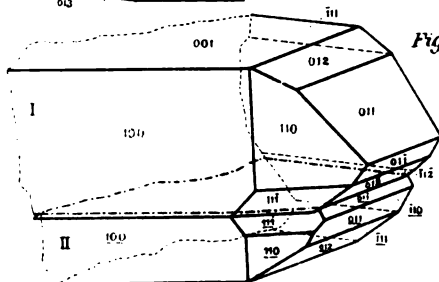


Fig. 11.

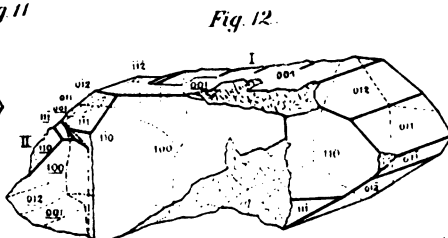


Fig. 12.

Homilit.



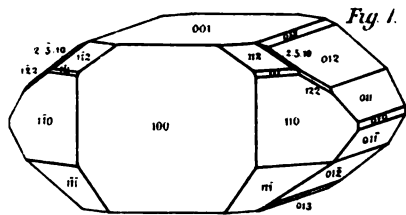


Fig. 1.

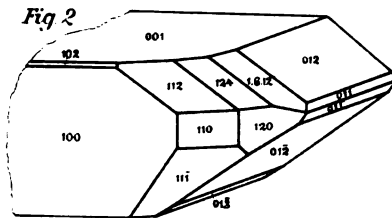


Fig. 2.

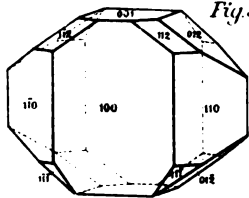


Fig. 3.

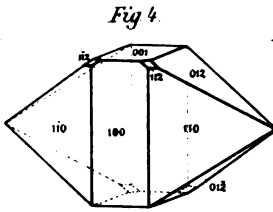


Fig. 4.

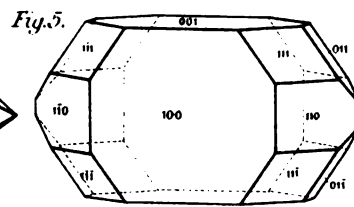


Fig. 5.

Fig. 6.

Fig. 7.



Fig. 8.

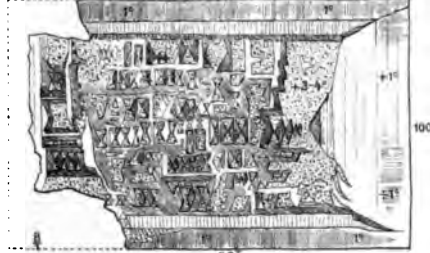


Fig. 9.

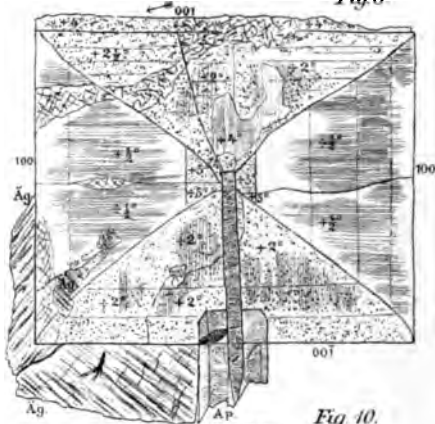


Fig. 10.

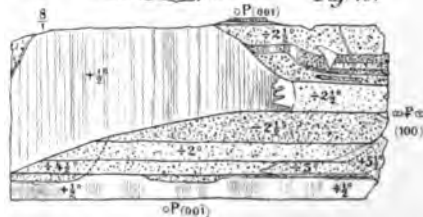


Fig. 11.

Homilit.

Lith. Anstalt der Univ. Bonn.



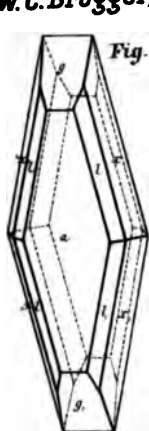


Fig. 1.

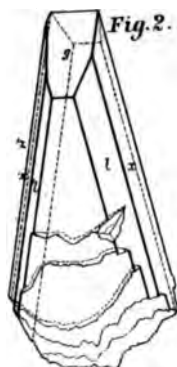


Fig. 2.

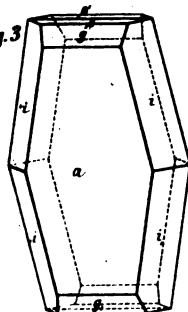


Fig. 3.

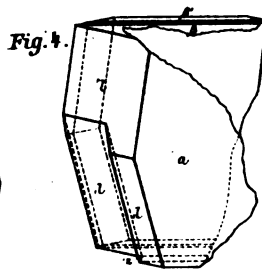


Fig. 4.

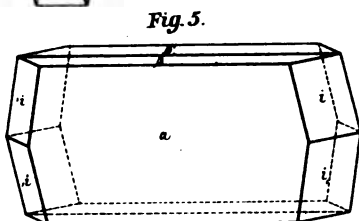


Fig. 5.

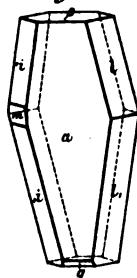


Fig. 6.

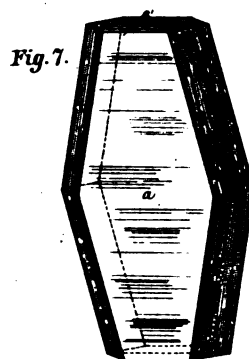


Fig. 7.

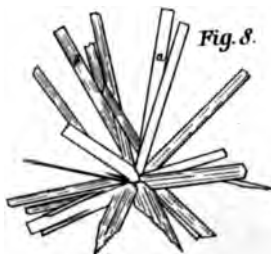


Fig. 8.

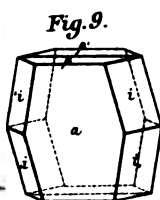


Fig. 9.

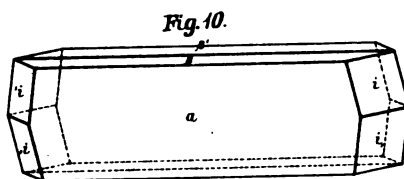


Fig. 10.

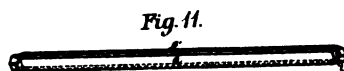


Fig. 11.

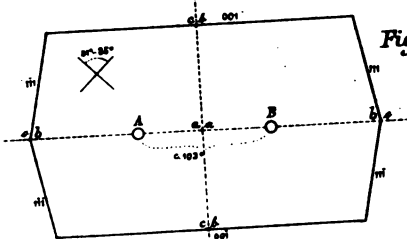


Fig. 12.



Fig. 13.

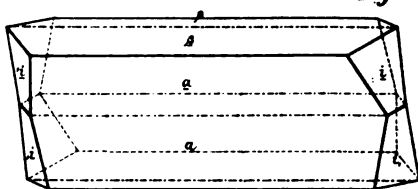


Fig. 14.

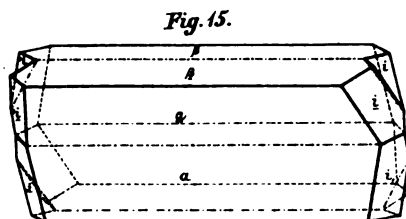


Fig. 15.

Lith. Robert Köhler München

Astrophyllit.

Zeitschrift f. Krystallogr. u. Min. 16. Bd.

11

11

11



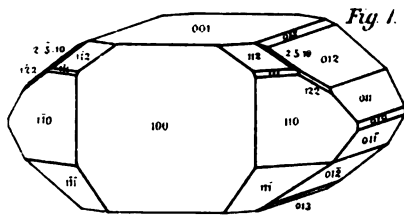


Fig. 1.

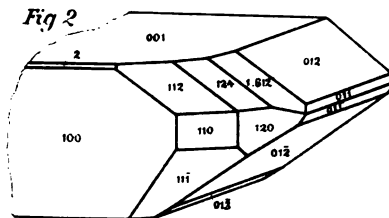
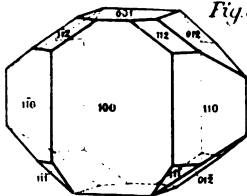
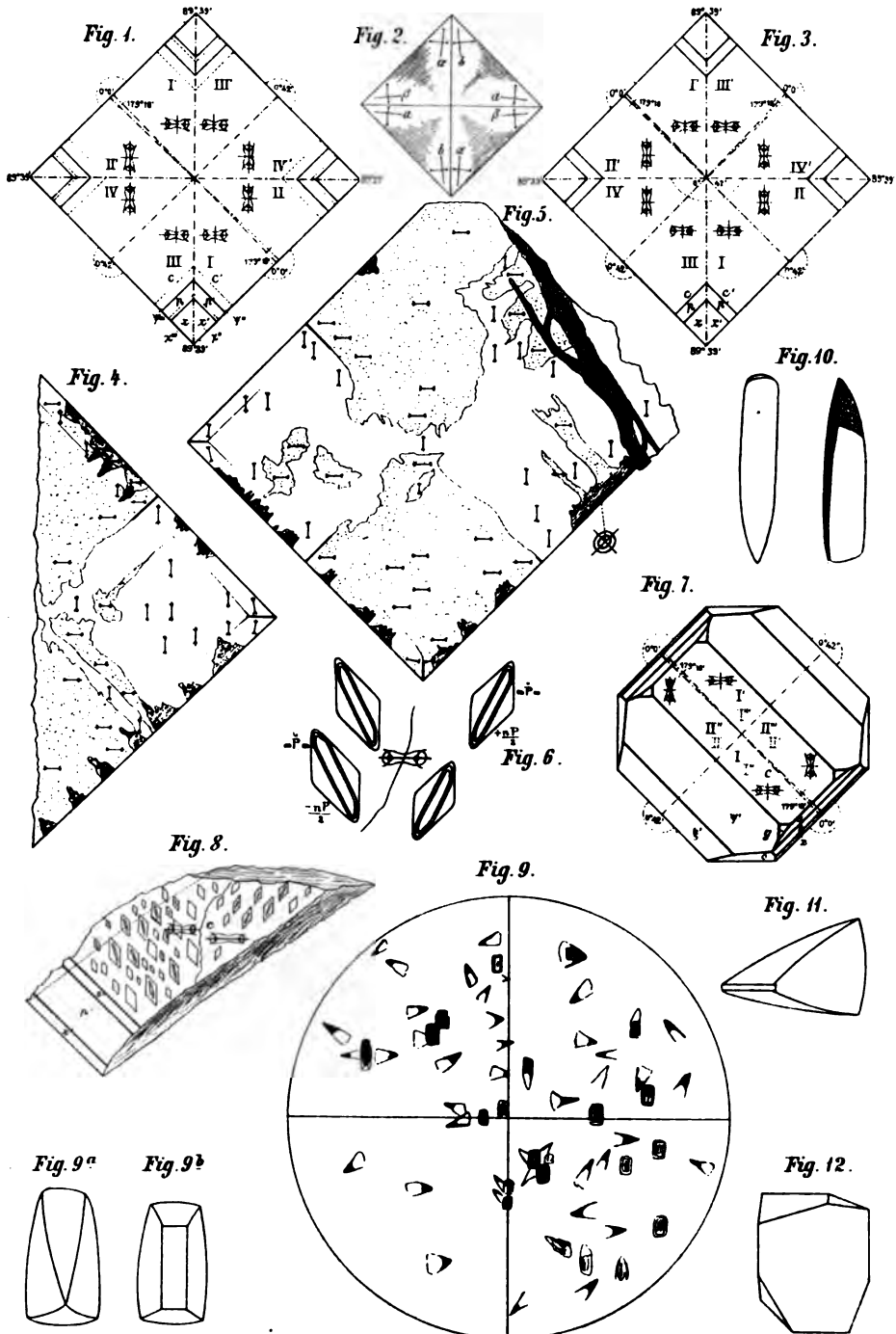


Fig. 2.









1-8 Leukophan, 9-12 Melinophan.

Lith. Robert Ehrler München



Fig. 4.

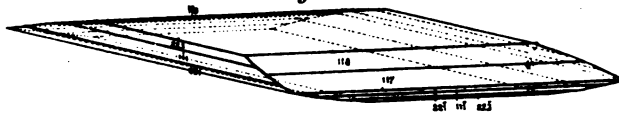


Fig. 3.

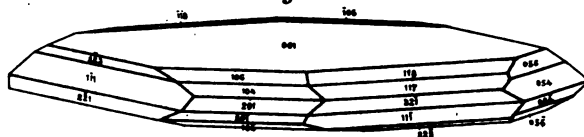


Fig. 4.

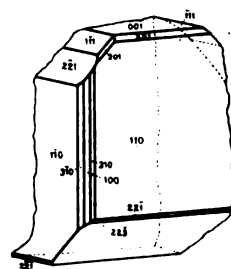


Fig. 2.

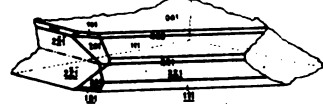


Fig. 5.

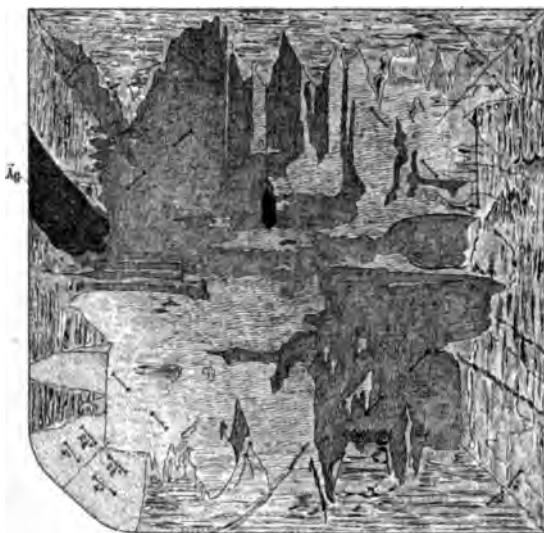


Fig. 6.



Fig. 7.

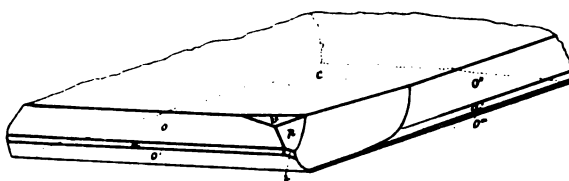
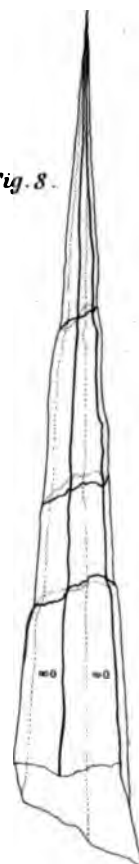


Fig. 8.



Lith. Hubert Köhler München.

1-6 Leukophan, 7 Melinophan, 8 Sodalith (Spreustein).

Zeitschrift f. Krystallogr. u. Min. 46. Bd.

Fig. 1.

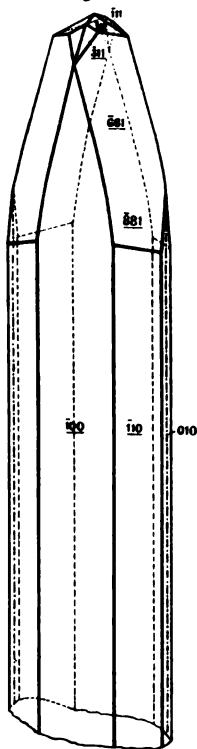


Fig. 2.



Fig. 3.

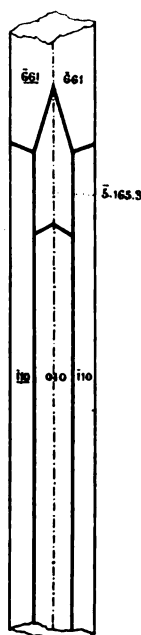


Fig. 4.

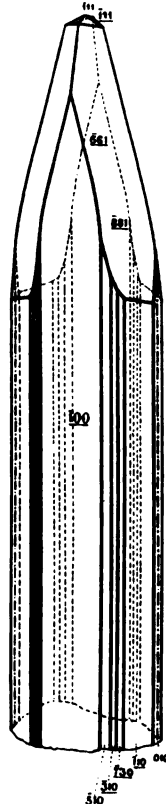


Fig. 6.

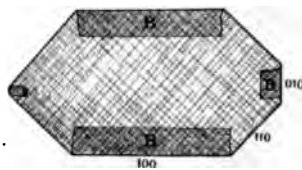


Fig. 5.

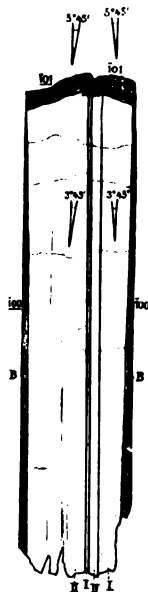


Fig. 7.

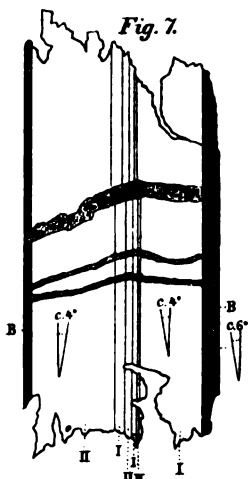


Fig. 8.

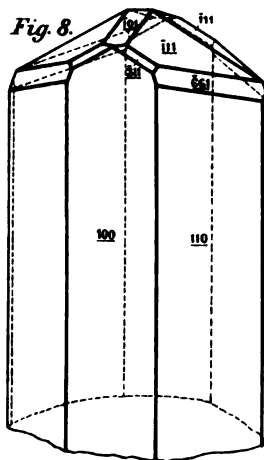
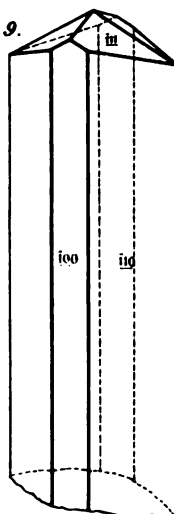


Fig. 9.



Akmit.

Carl Siebert Kohler München.



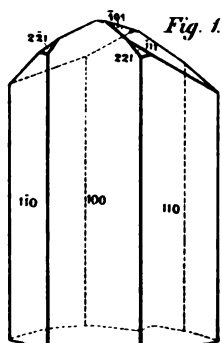


Fig. 1.

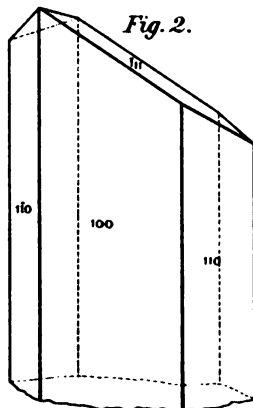


Fig. 2.

Fig. 3.

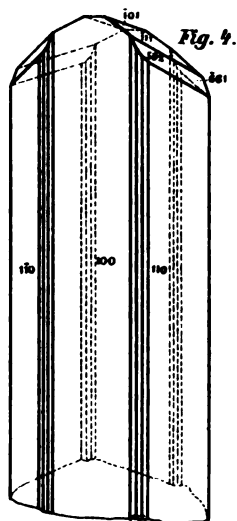
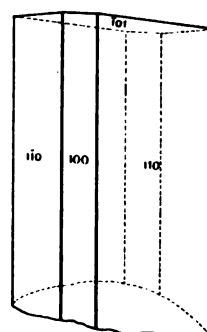


Fig. 4.

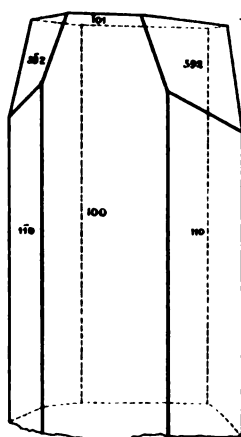


Fig. 5.

Fig. 6.

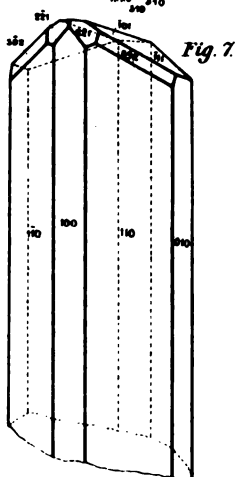
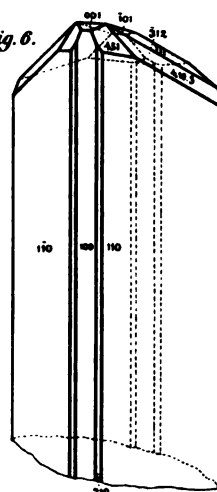


Fig. 7.

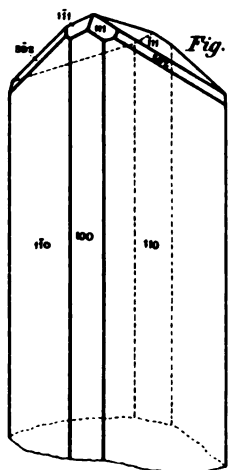
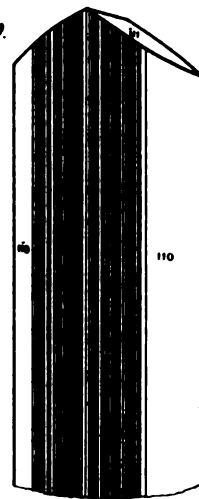


Fig. 8.

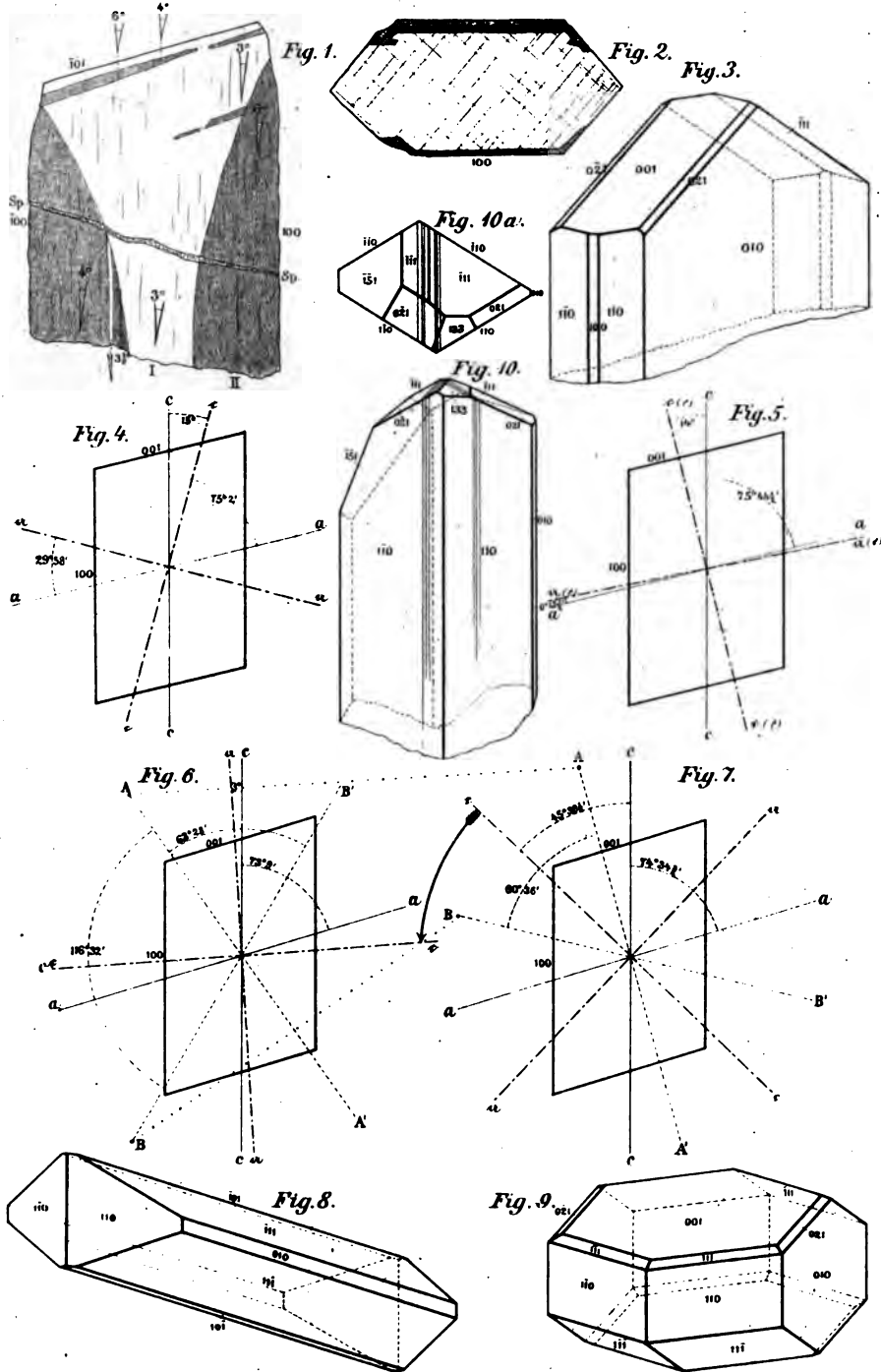
Fig. 9.



Aegirin.

Luth. Hubert Köhler, München.



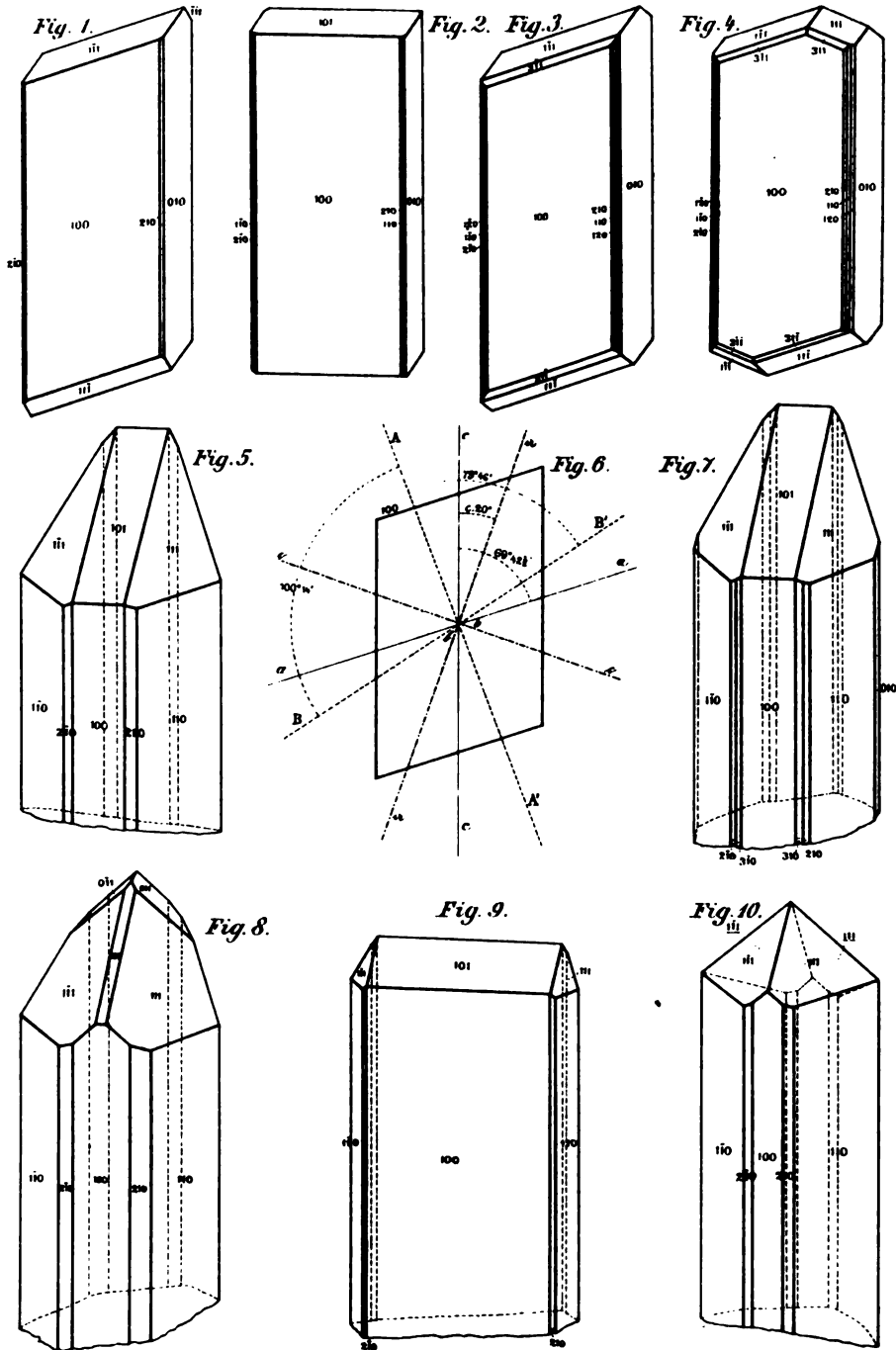


1, 2, 6, 8 Aegirin. 3, 5 Arfvedsonit, 4 Hörnblende, 7 Diopsid (Nordmarken) 9 Barkevikit, 10 - 10a Ainitmatit.

Zeitschrift f. Krystallogr. u. Min. 16. Bd.

Lith. Robert Kuhnert München





1-4 Hiortdahlit, 5-10 Lavenit.

Lith. Hubert Köhler, München.



Fig. 1.

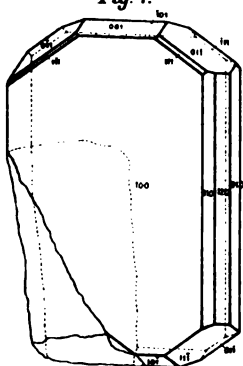


Fig. 2.

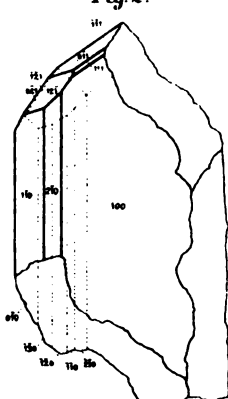


Fig. 3.

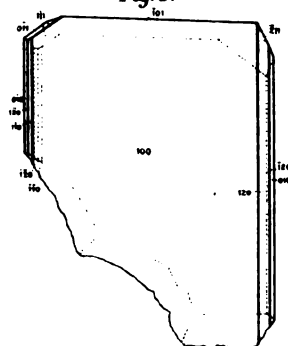


Fig. 4.

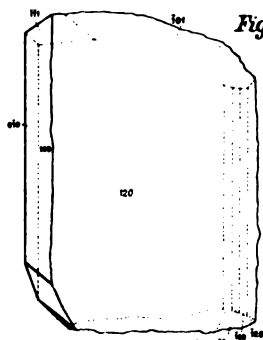


Fig. 5.

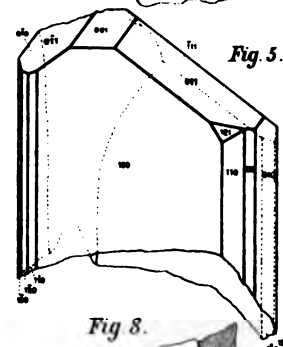


Fig. 6.

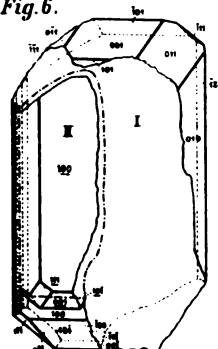


Fig. 7.

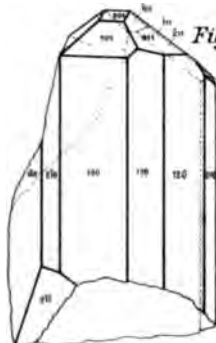


Fig. 8.

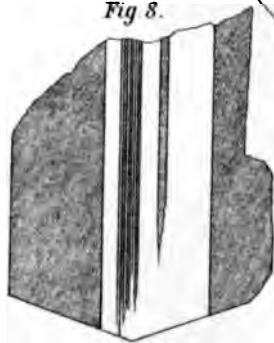


Fig. 9.

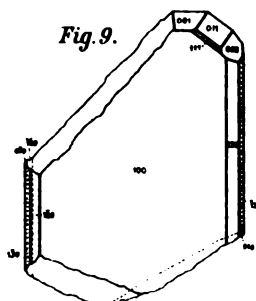


Fig. 10.

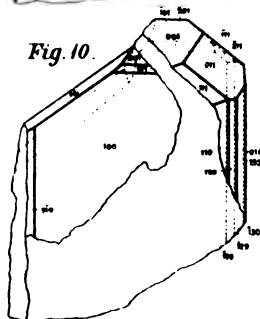
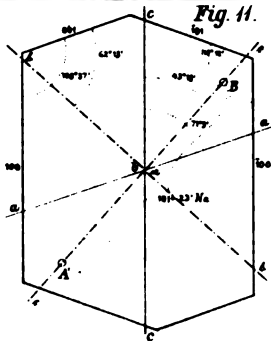
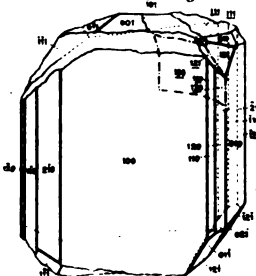


Fig. 11.



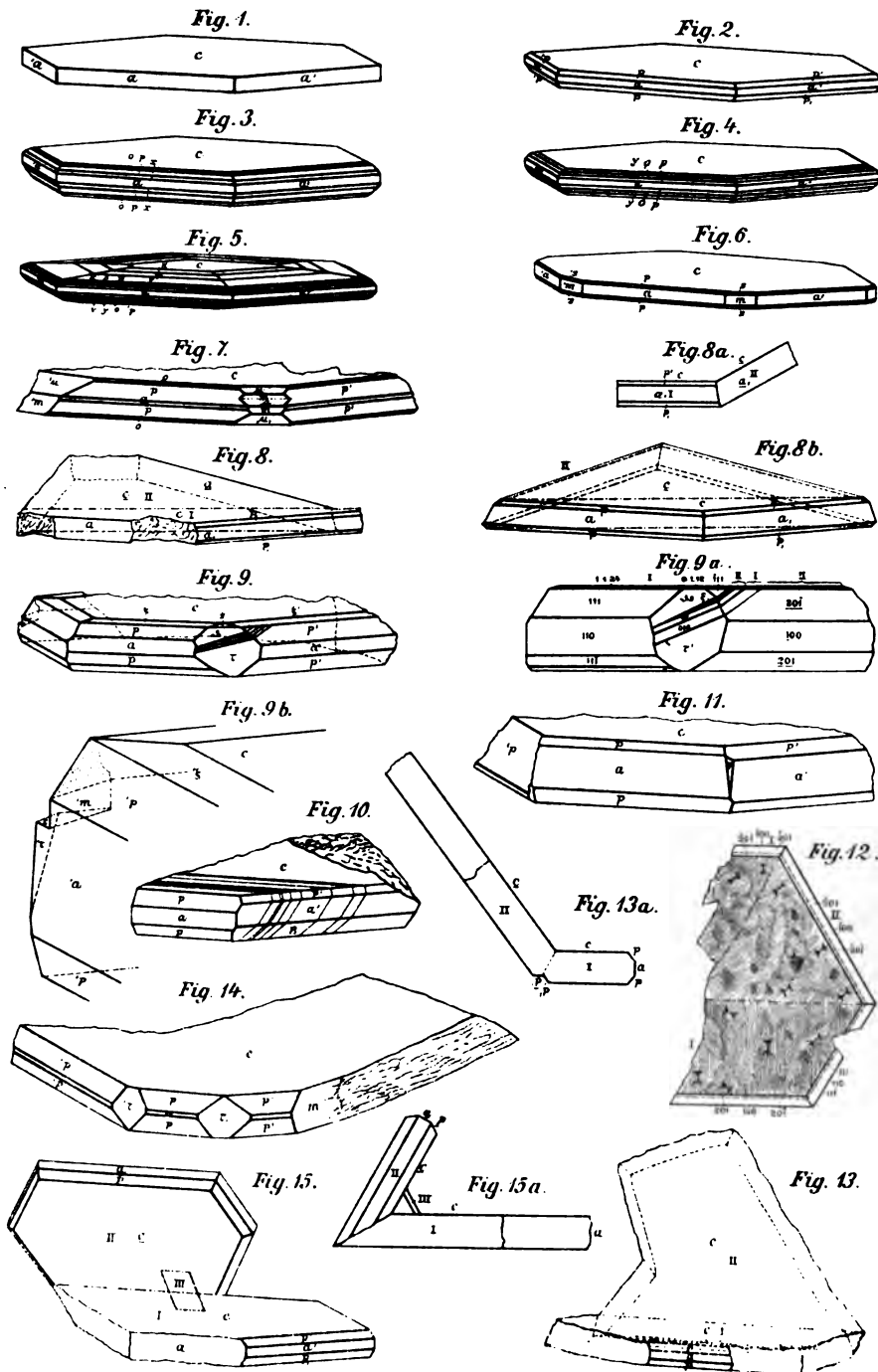
Wöhlerit

Fig. 12.



Lith. Hubert Kohler München





Katapleit.



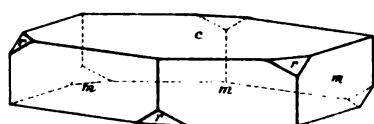


Fig. 1.

Fig. 2.

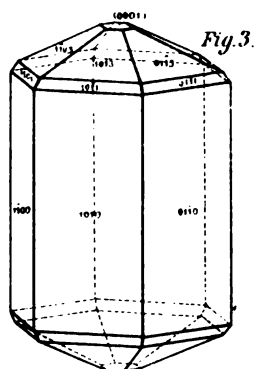
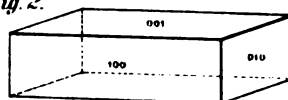


Fig. 3.

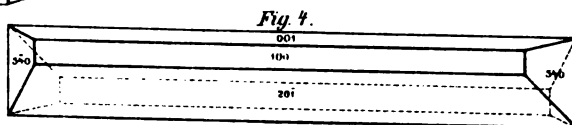


Fig. 4.

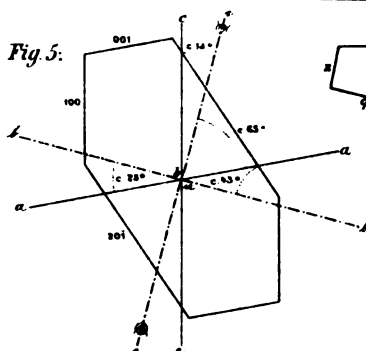


Fig. 5.

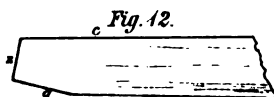


Fig. 12.

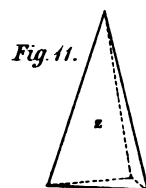


Fig. 11.

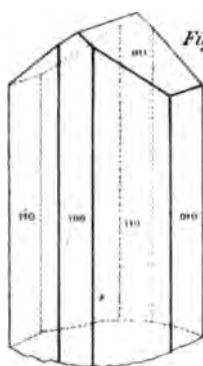


Fig. 6.

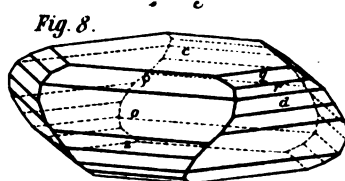


Fig. 8.

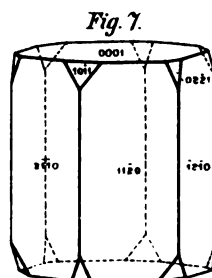


Fig. 7.

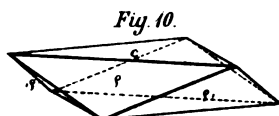


Fig. 10.

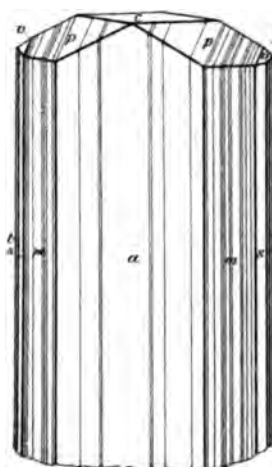


Fig. 13.

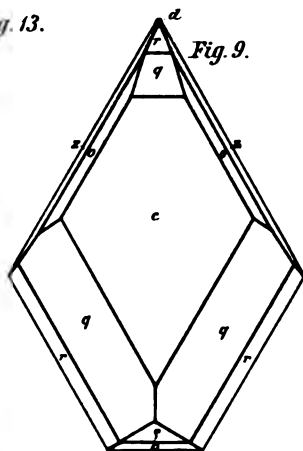


Fig. 9.

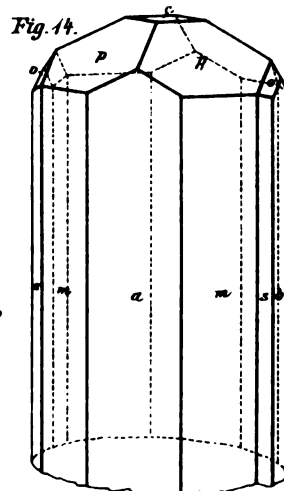
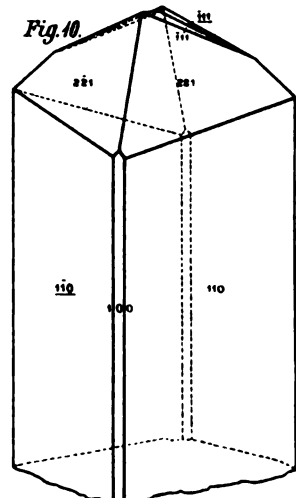
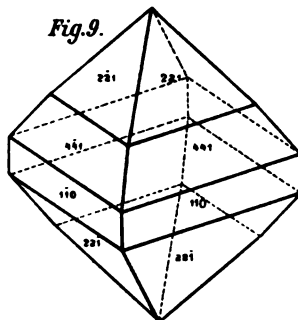
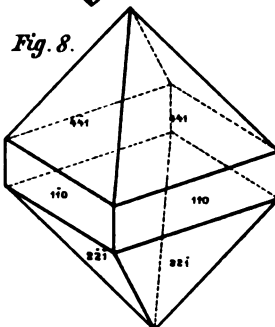
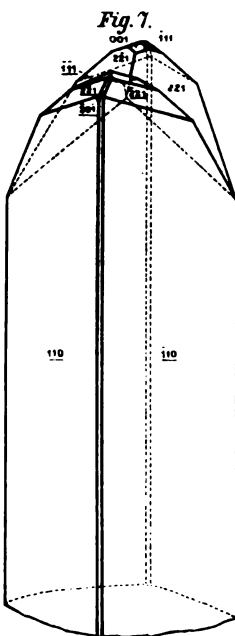
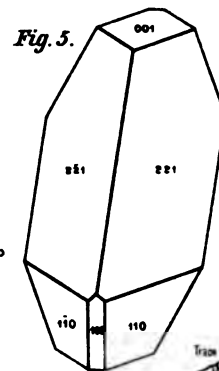
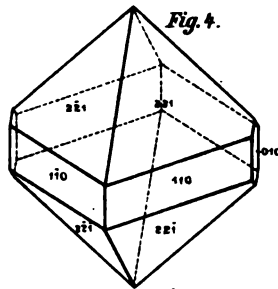
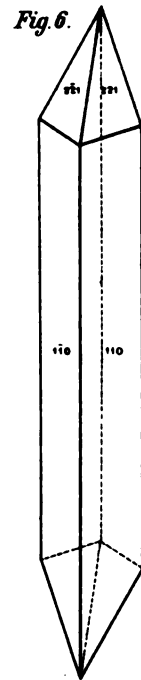
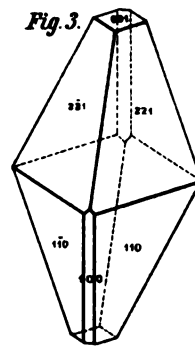
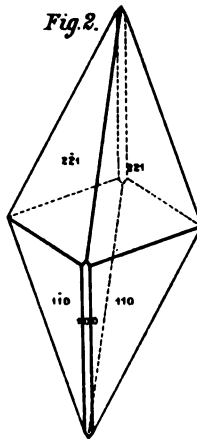
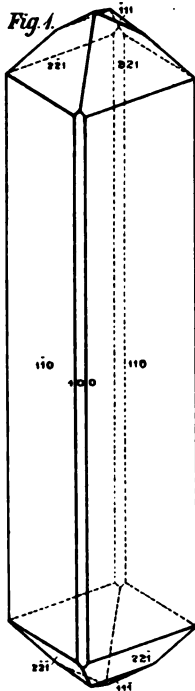


Fig. 14.

Lith. F. Köhler München

1 Nordenskiöldin, 2 Perowskit, 3 Cappelinit, 4 & 5 Rosenbuschit, 6 Hambergit, 7 Eukolit,
8 & 9 Melanocerit, 10 Karyocerit, 11 Tritomit, 12 Erdmannit, 13 & 14 Polymignyt.

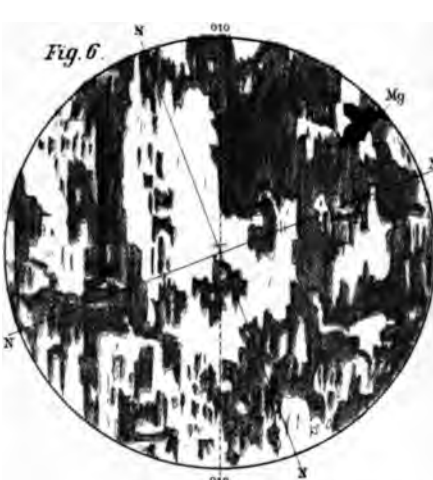
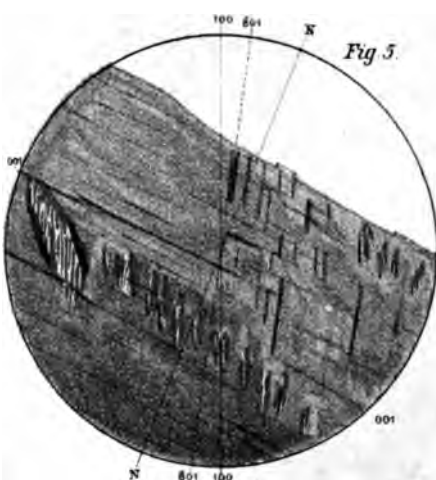
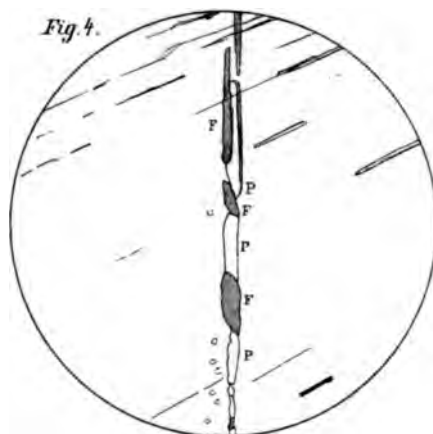
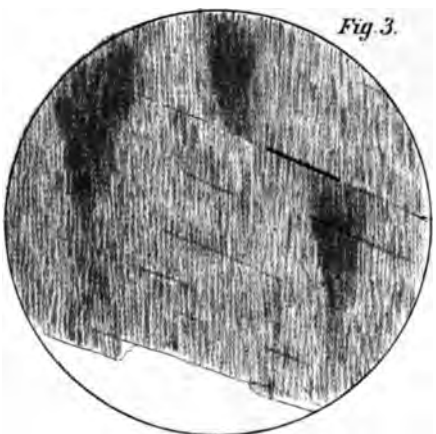
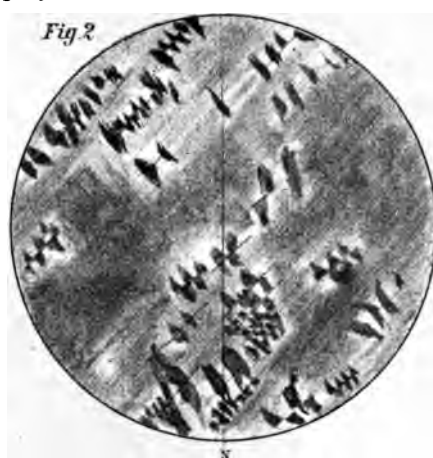
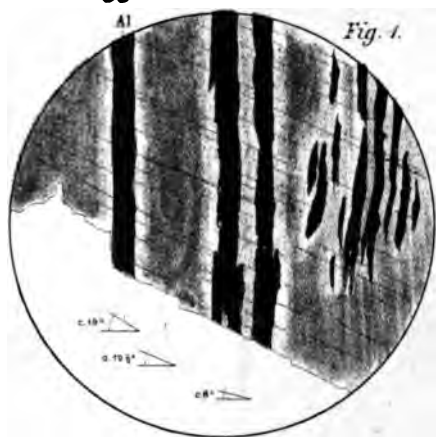




Titanit.

Lith. Robert Kuhnert, München.





Feldspath.

Lith. Hubert Kohler: München



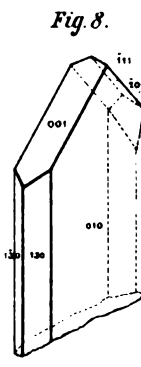
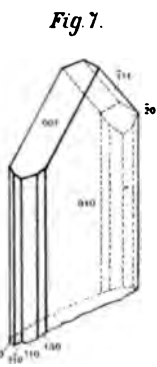
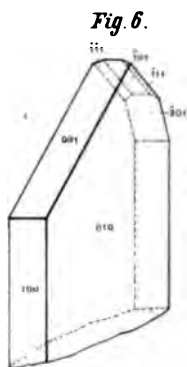
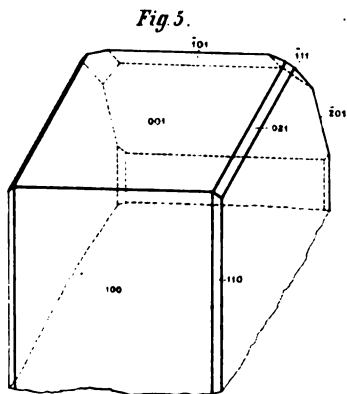
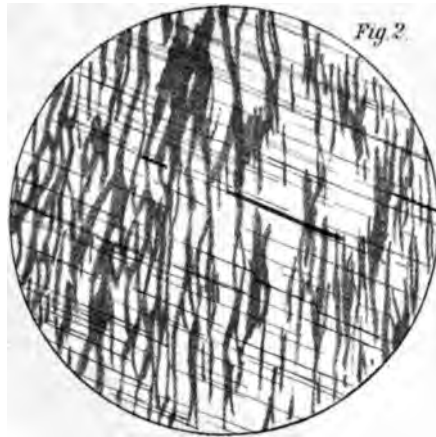
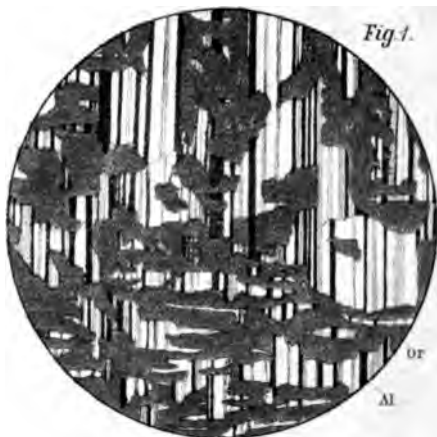
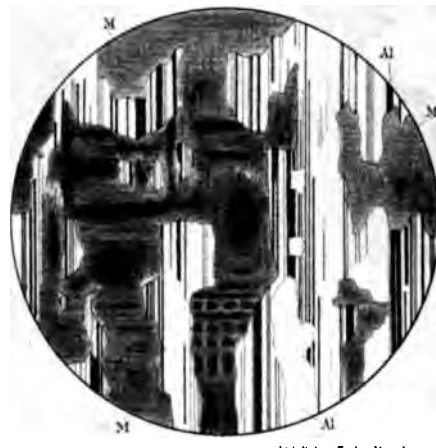
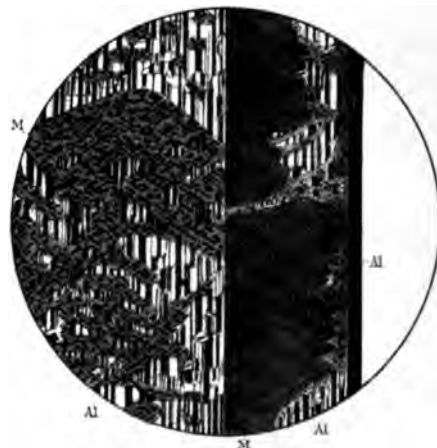


Fig. 3 b.

Fig. 3 a.

Fig. 4.



Feldspath.

Von Robert Koser, München

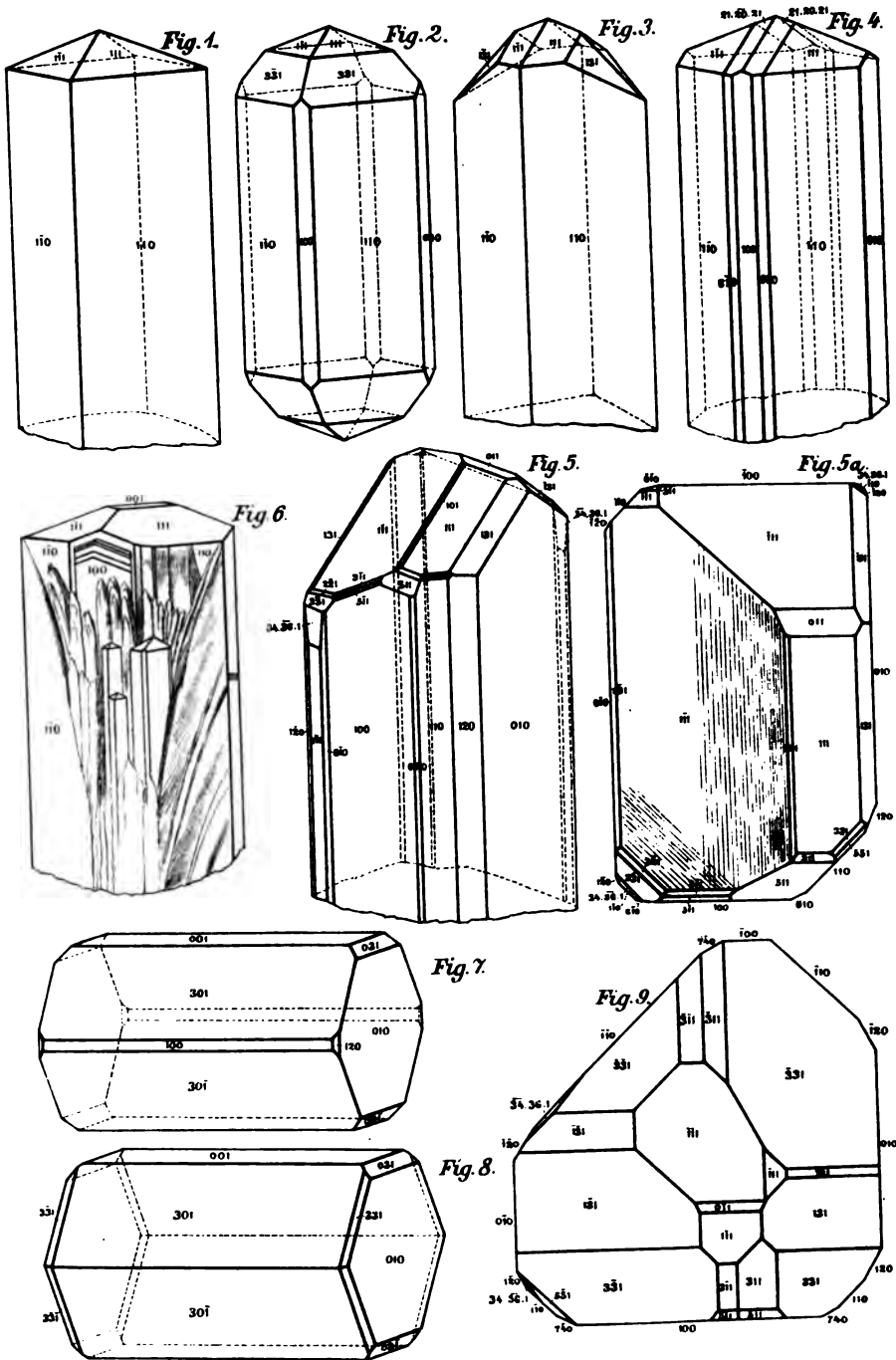
1875

1

11

11





Natrolith.

Lith. Robert Kohler. Mith. 1890.



Fig. 1.

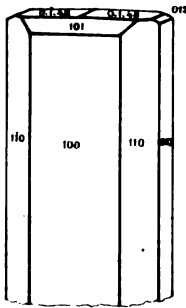


Fig. 4 a.

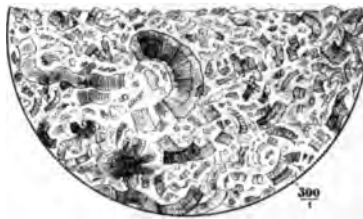


Fig. 2.

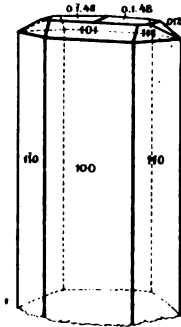


Fig. 3.

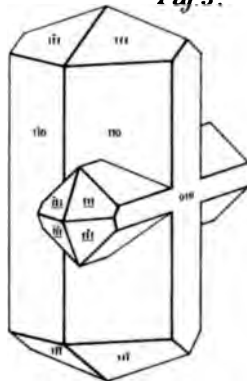


Fig. 6.

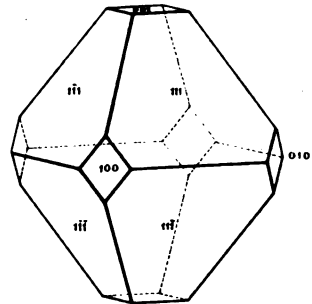


Fig. 5.

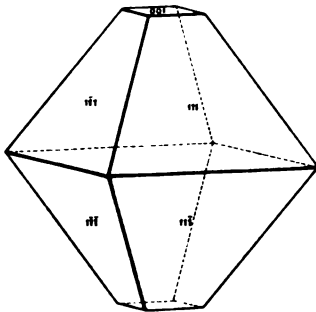


Fig. 4.

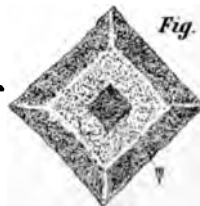


Fig. 8.

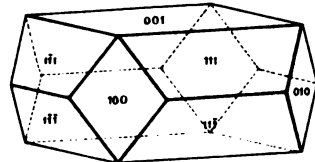


Fig. 7.

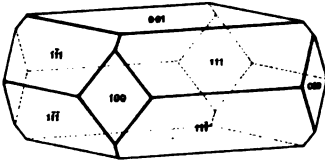


Fig. 12.

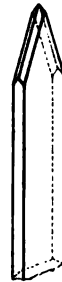


Fig. 10.

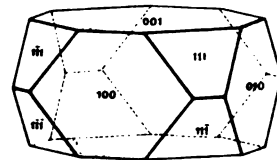


Fig. 9.

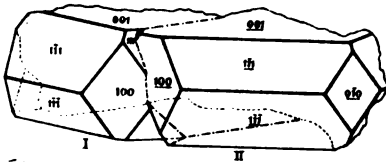


Fig. 9 a.

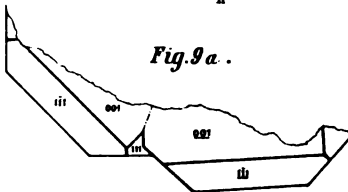
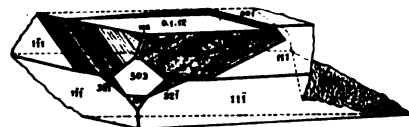


Fig. 11.



Lith. Robert Ebbler München.

1, 2 Thomsonit, 3 Natrolith, 4, 4a sogen. Eisennatrolith, 5-II Apophyllit, 12 Desmin.

Zeitschrift f. Kristallogr. u. Min. 16. Bd.



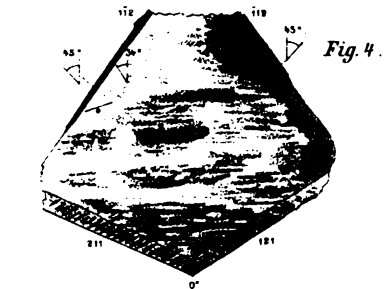
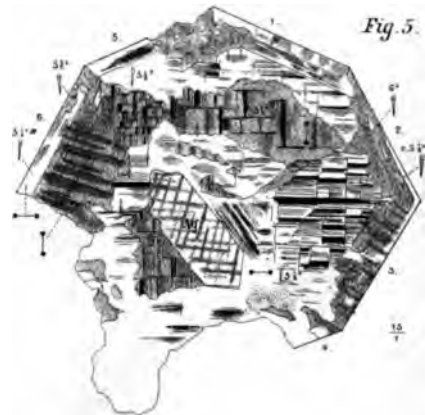
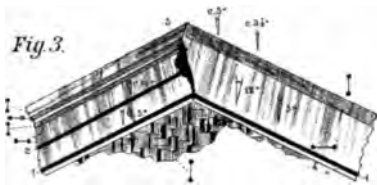
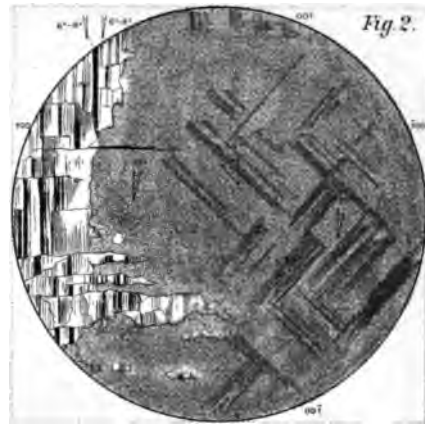
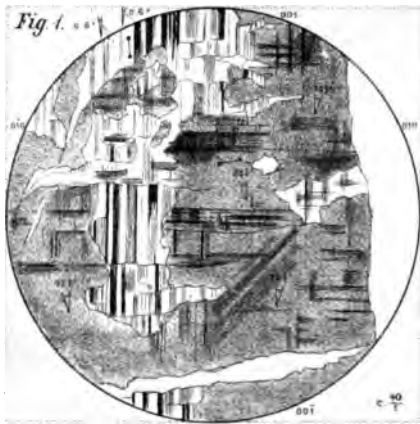


Fig. 6.

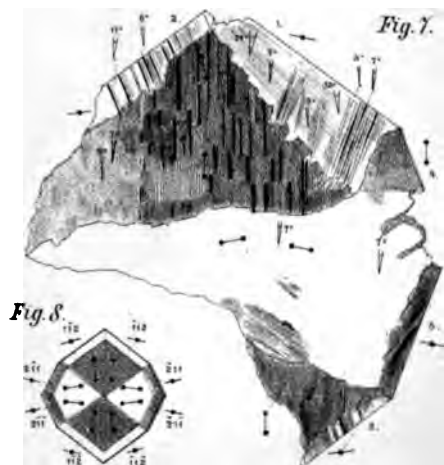


Fig. 8.



Analcim. (Eudnophit).

Lith. Robert Zanker München.

1

1

Fig. 1.

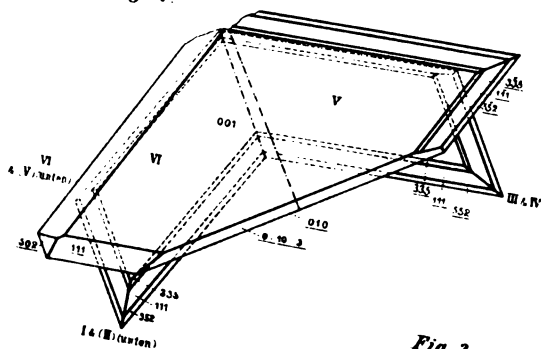


Fig. 2.

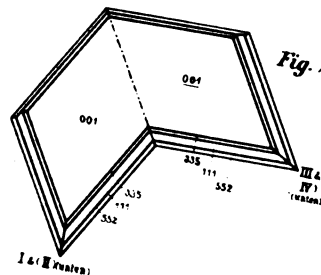


Fig. 3.

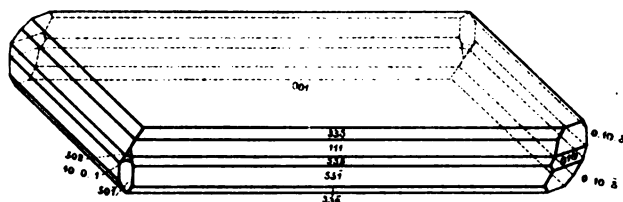


Fig. 4.

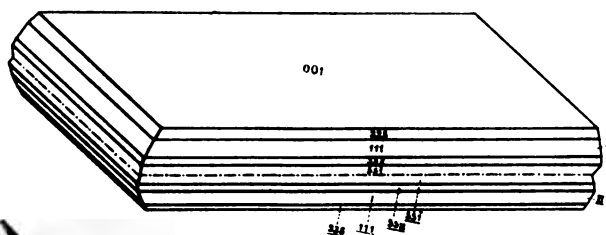


Fig. 5.

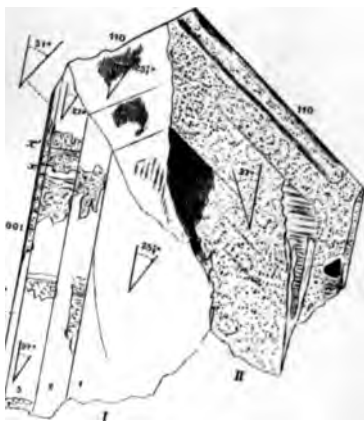
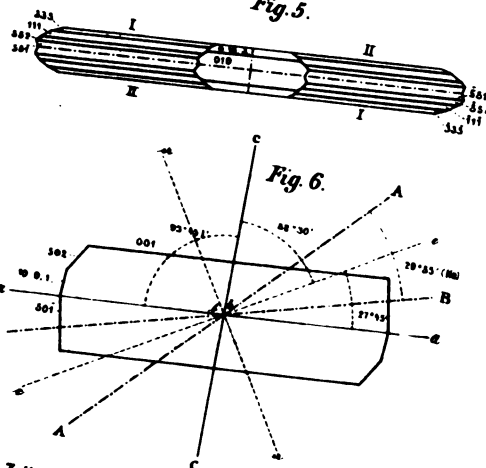
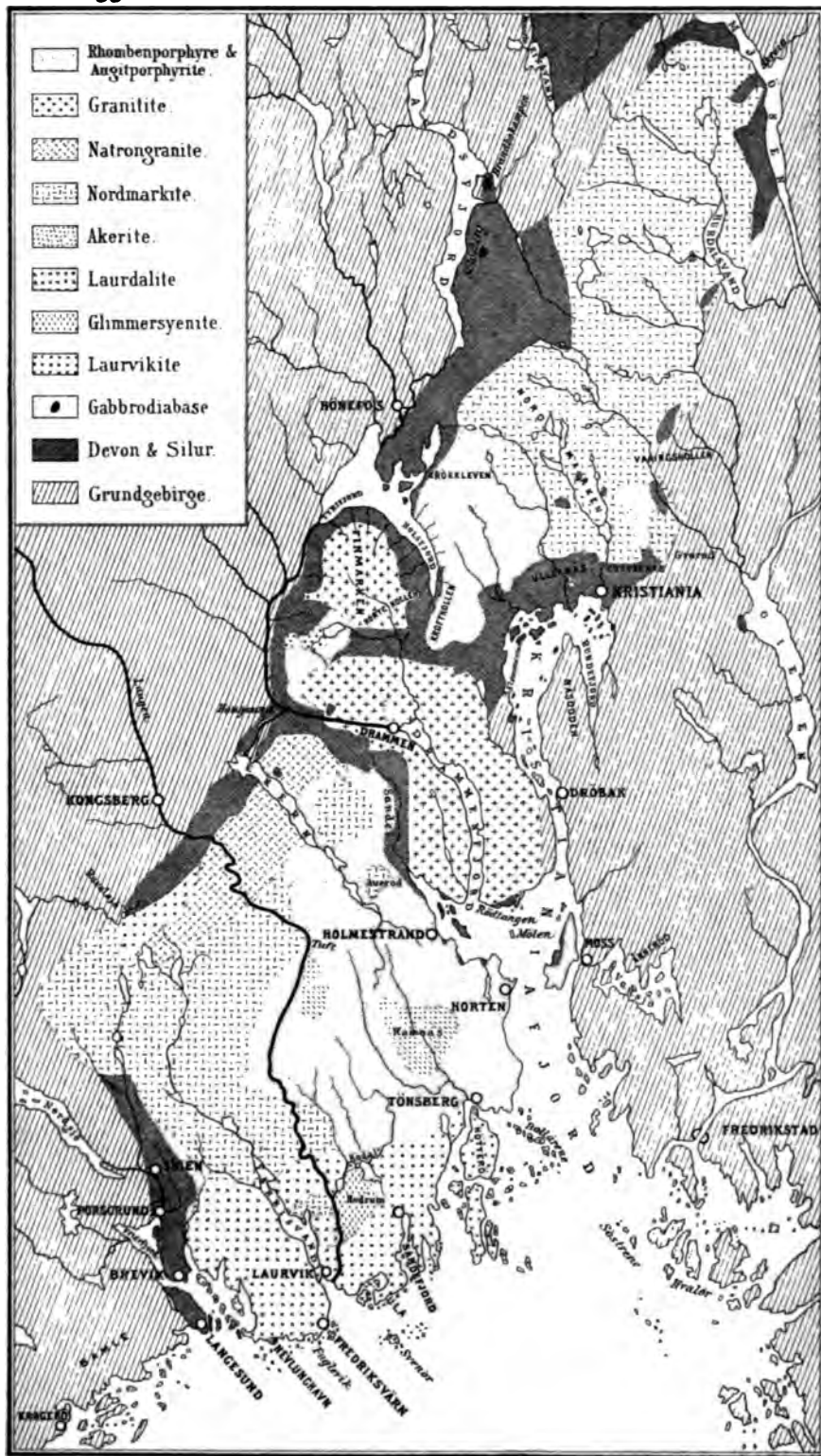


Fig. 6.



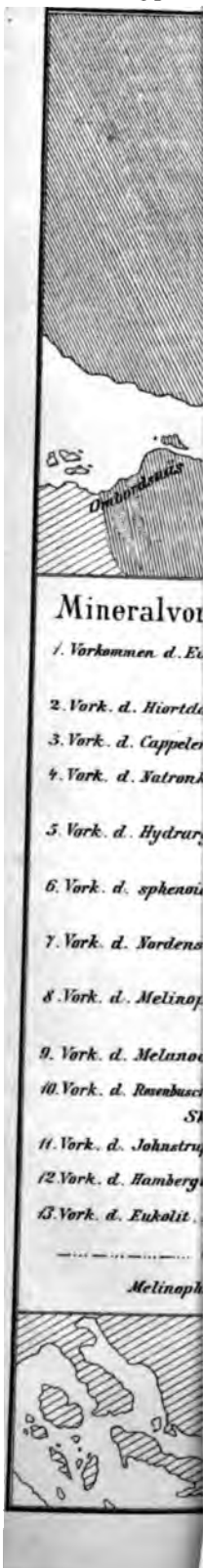




Geologische Übersichtskarte des Kristiania-gebietes.

000 000









Mineralvor

1. Vorkommen d. Eu
2. Vork. d. Hiortda
3. Vork. d. Cappelen
4. Vork. d. Natronk
5. Vork. d. Hydrarg
6. Vork. d. sphenoit
7. Vork. d. Nordens
8. Vork. d. Melinop
9. Vork. d. Melanoc
10. Vork. d. Rosenbusch
11. Vork. d. Johnstrup
12. Vork. d. Hamberg
13. Vork. d. Eukolit

Melinoph





Mineralvor

1. Vorkommen d. Eu
2. Vork. d. Hiortda
3. Vork. d. Cappelen
4. Vork. d. Natronk
5. Vork. d. Hydrarg
6. Vork. d. sphenoic
7. Vork. d. Nordens
8. Vork. d. Melinap
9. Vork. d. Melanoc
10. Vork. d. Rosenbusch
Sk
11. Vork. d. Johnstrup
12. Vork. d. Hamberg
13. Vork. d. Eukalit

Melinaph



1

1





✓

[illegible]

DATE DUE

OCT 17 1985
